



Rapport sur le suivi morphosédimentaire du sillon de Talbert pour l'année 2014

Pierre Stéphan, Bernard Fichaut, Serge S. Suanez, Emmanuel Blaise, Ronan
Autret

► To cite this version:

Pierre Stéphan, Bernard Fichaut, Serge S. Suanez, Emmanuel Blaise, Ronan Autret. Rapport sur le suivi morphosédimentaire du sillon de Talbert pour l'année 2014. 2015, 32 p. hal-01138316

HAL Id: hal-01138316

<https://hal.science/hal-01138316>

Submitted on 2 Apr 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



université
de bretagne
occidentale

Pierre STÉPHAN
Bernard FICHAUT
Serge SUANEZ
Emmanuel BLAISE
Ronan AUTRET

Rapport sur le suivi morphosédi- mentaire du sillon de Talbert pour l'année 2014

Mars 2015



INSTITUT
UNIVERSITAIRE
EUROPÉEN
DE LA MER



Suivi morphosédimentaire du Sillon de Talbert pour l'année 2014
(Commune de Pleubian – Période de septembre 2013 à septembre 2014)

Pierre STÉPHAN
Bernard FICHAUT
Serge SUANEZ
Emmanuel BLAISE
Ronan AUTRET

Mars 2015

COMMUNE DE PLEUBIAN (CÔTES D'ARMOR) ET CONSERVATOIRE DE L'ESPACE LITTORAL ET DES RIVAGES LACUSTRES



Suivi morphosédimentaire du Sillon de Talbert pour l'année 2014 (Commune de Pleubian – Période de septembre 2013 à septembre 2014)



Maître d'œuvre

GEOMER - UMR 6554 CNRS - Institut Universitaire Européen de la Mer - Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané

Réalisation : Pierre STÉPHAN, Bernard FICHAUT, Serge SUANEZ, Emmanuel BLAIZE, Ronan AUTRET
bernard.fichaut@univ-brest.fr ; pierre.stephan@univ-brest.fr ; serge.suanez@univ-brest.fr

Direction scientifique : Pierre Stéphan, Serge Suanez et Bernard Fichaut
pierre.stephan@univ-brest.fr ; serge.suanez@univ-brest.fr ; bernard.fichaut@univ-brest.fr

Introduction

La présente étude s'inscrit dans la continuité du suivi topo-morphologique du Sillon de Talbert initié en 2003 à la demande de la commune de Pleubian et du Conservatoire du Littoral. L'objectif est d'analyser les modalités d'évolution de la flèche depuis l'enlèvement de l'enrochement en 2004 (Stéphan *et al.*, 2007, 2008, 2009, 2011, 2012 ; Fichaut *et al.*, 2010, 2013). Dans le cadre de ce rapport, nous présentons les principaux changements morphologiques survenus entre les levés topographiques effectués aux mois de septembre 2013 et septembre 2014 à l'échelle du Sillon.

La méthode que nous avons employée pour reconstituer la topographie de l'estran respecte le protocole de mesure détaillé dans nos précédents rapports. Elle s'appuie sur l'acquisition de mesures topographiques au DGPS (type Trimble) à partir d'une station fixe installée sur la borne IGN située sur le sémaphore de Créac'h Maout, dont les coordonnées géodésiques sont accessibles sur le site de l'IGN (www.ign.fr/ rubrique *Géodésie*).

L'hiver 2013-2014 a été l'un des plus tempétueux qu'a connu la Bretagne au cours des deux dernières décennies. Entre les mois d'octobre 2013 et de mars 2014, les épisodes de tempêtes se sont succédé sur les côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche, associant des vents violents, de fortes pluviométries et de fortes houles océaniques. Le tableau 1 inventorie une partie des événements de l'hiver (Daubord, 2014). Réalisée par le SHOM, cette synthèse n'est pas exhaustive car il y manque les épisodes survenus au cours des mois de février et de mars 2014, dont les dommages qu'ils ont engendrés sur les côtes sont pourtant les plus importants de tous. En effet, les dernières tempêtes de l'hiver ont frappé un littoral déjà très affaibli par des conditions météo-marines exceptionnellement énergétiques. En dépit de ces lacunes, le tableau 1 dénombre 7 tempêtes majeures entre le 26 octobre 2013 et le 07 février 2014 parmi lesquelles deux ont frappé les côtes lors de marée de vive-eau équinoxiale.

Tempête	Christian	Godehart	Xavier	Dirk	Sans Nom 1	Petra	Qumaira
Date	26-29 oct. 2013	03-06 nov. 2013	05-08 dec. 2013	23-27 dec. 2013	31 janv.- 03 fév. 2014	04-05 fév. 2014	06-07 fév. 2014
Contexte marégraphique	Morte eau	Vive eau moy. à vive eau équinoxiale moy.	Vive eau équinoxiale moy. à marée moy.	Marée moy. à morte eau	Vive eau équinoxiale	Marée moy. à vive-eau moy.	Morte eau
Coefficient de marée à Brest	31-40	93-101	72-102	43-61	101-114	71-94	42-63

Tableau 1 : Tableau récapitulatif des événements étudiés par Daubord (2014).

Une synthèse beaucoup plus complète a été effectuée récemment par Blaise *et al.* (sous presse). Cette fois, une douzaine de tempêtes majeures sont recensées entre les mois de décembre 2013 et mars 2014 sur la pointe bretonne. Ces tempêtes ont touché le littoral avec une fréquence exceptionnelle. C'est au mois de février que ces événements ont été les plus fréquents et particulièrement virulents. Les hauteurs maximum des vagues mesurées au large du Finistère ont atteint 23,5 m lors de la tempête Petra du 4-5 février. L'analyse des conditions hydrodynamiques indiquent toutefois que seuls trois épisodes ont été particulièrement morphogènes car ils ont été combinés à des fortes marées de vive-eau ; il s'agit des événements couvrant les périodes du 1er au 4 janvier, du 1er au 3 février, et du 2-3 mars 2014 durant lesquels les niveaux de marée observée ont été supérieurs au niveau des plus hautes marées astronomiques (PHMA). Les surcotes maximum (entre 0,80 m et 0,97 m) ont été atteintes lors de la tempête Ulla du 14-15 février. Il faut remonter à l'hiver 1989-1990 pour connaître une situation hivernale similaire. Toutefois, les tempêtes du mois de février 1990 avaient été encore plus nombreuses et plus virulentes.

Ce contexte, particulièrement propice au mouvement des sédiments sur le littoral, a entraîné un démaigrissement de nombreuses plages de Bretagne. La forte fréquence de ces événements durant l'hiver a abouti, à plusieurs reprises, à la conjonction d'une mer très agitée et d'une marée de vive-eau. Durant les pleines mers, l'action des vagues a été portée dans les parties hautes de l'estran, rarement atteintes par la mer. Conjuguée à des coefficients de marée importants et des surcotes significatives, la forte agitation marine a généré des niveaux d'eau instantanés très élevés. Les vagues ont donc franchi de nombreux cordons de galets. Compte tenu de son exposition aux houles, le Sillon de Talbert a été frappé de plein fouet par ces phénomènes.

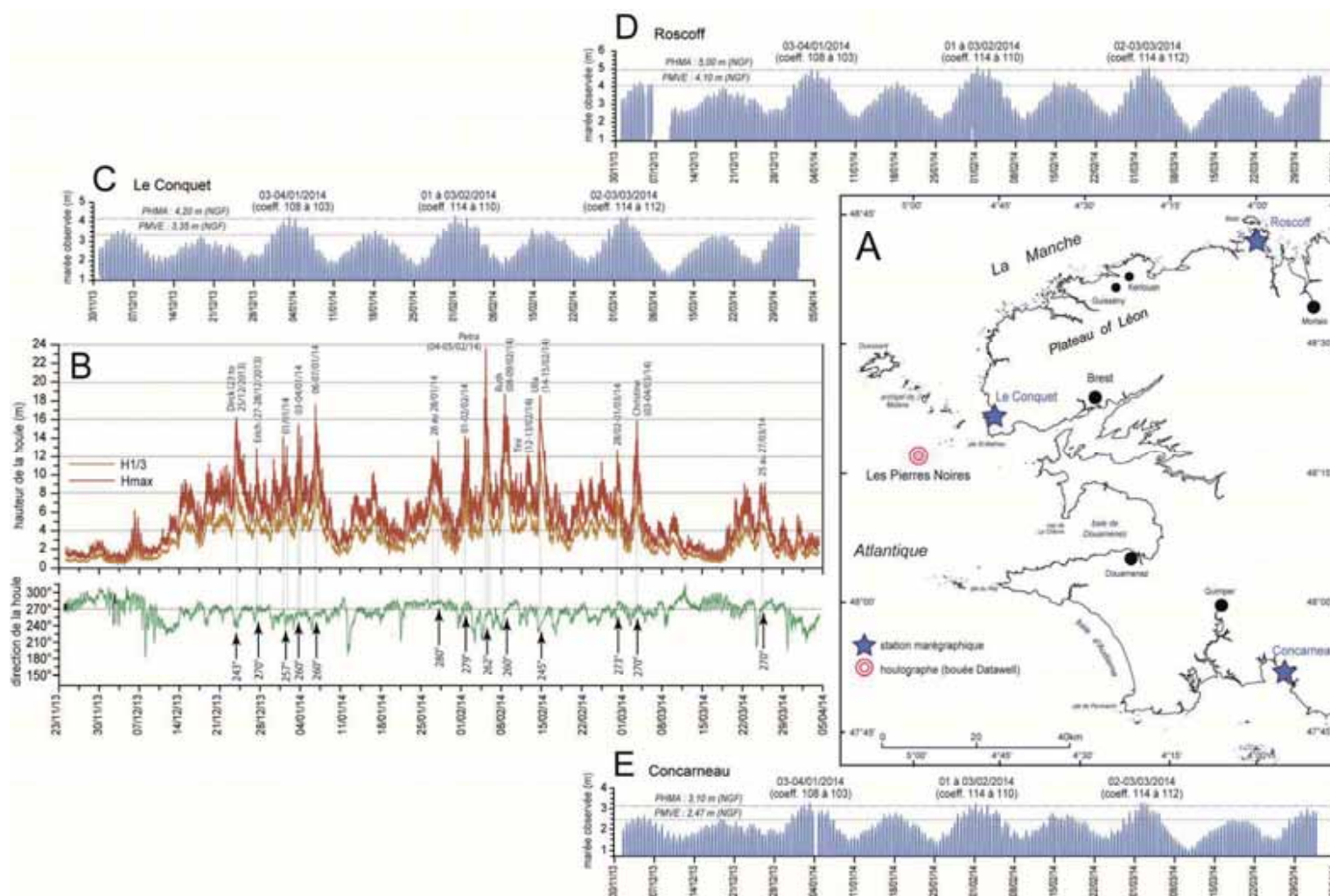


Figure 1 – Caractéristiques de la houle basée sur les enregistrements réalisés au large du Finistère par la bouée Datawell des Pierres Noires, et marées observées pour la côte nord, ouest et sud de la Bretagne, entre les mois de décembre 2013 et mars 2014. A. Localisation de la bouée Datawell des Pierres Noires et des marégraphes de Roscoff, du Conquet et de Concarneau. B. Hauteurs et directions de la houle. Marée observée au Conquet (C), à Roscoff (D), à Concarneau (E), comparée au niveau des pleines mers de vive-eau et au niveau des plus hautes mers astronomiques (Blaise et al., sous presse).

Pour cette raison, le présent rapport fera état de deux relevés topo-morphologiques couvrant l'intégralité du Sillon, depuis la plage située à l'ouest de l'épi du Chouk, jusqu'à l'extrémité de la flèche. Le premier relevé a été réalisé entre le 4 et le 7 mars 2014, immédiatement après le dernier épisode morphogène de l'hiver 2014. Il permettra d'apprécier

les changements morphologiques causés par la série d'épisodes tempétueux de l'hiver. Le second relevé a été effectué du 9 au 11 septembre 2014. Il rendra compte des tendances naturelles à la reconstruction du cordon, consécutives aux tempêtes.

1- Evolution morphologique entre septembre 2013 et mars 2014 : impact des tempêtes de l'hiver 2014

Du 4 au 7 mars 2014, un total de 16193 points de mesure ont été relevés sur le terrain (fig. 2). Les points invariables (au nombre de 1732) ont été ajoutés afin de construire le modèle numérique de terrain (fig. 3). Le modèle numérique a été réalisé selon le principe du Krigeage avec intégration de lignes de rupture de pente. Aux 45 lignes de rupture de pente invariables se sont ajoutées 205 lignes de rupture levées sur le terrain et intégrées au modèle numérique. La topographie du mois de mars 2014 a ensuite été comparée à celle de septembre 2013 afin d'effectuer le bilan morpho-sédimentaire de l'hiver (fig. 4).

1-1- Caractéristiques de l'évolution morpho-sédimentaire (fig.5)

Comme cela a été rappelé en introduction, la période écoulée entre septembre 2013 et mars 2014 a été marquée par trois événements morphogènes majeurs, correspondant à des tempêtes de secteur ouest associées à de forts coefficients de marée. Ces épisodes ont causé le franchissement de la crête du sillon par les vagues à de multiples reprises. Ainsi, les évolutions enregistrées au cours de cette période agitée sont-elles dominées par un transfert considérable de sédiments depuis la face exposée du sillon vers le revers. Les changements peuvent être déclinés de la façon suivante :

(1, fig. 5) : La plage du Chouk a subi une perte sédimentaire de 1145 m³. La dune a été fortement érodée et le front de dune a reculé de plusieurs mètres par endroits. Sur la crête, la végétation a été fortement dégradée et plusieurs ravines se sont creusées lorsque les paquets de mer ont franchi le sommet du cordon. Tout en ayant un effet érosif, ces flux d'eau ont transporté des volumes importants de sable et de galets qui se sont accumulés sur le sommet de la dune et sur le revers. La crête a connu un exhaussement de plusieurs décimètres dans ce secteur du Sillon (fig. 6 et fig. 7). La superposition des différents profils le long du transect P007 illustre parfaitement cette évolution (fig. 8). Au débouché des ravines, se sont également formés plusieurs lobes de débordements sur le revers. Au total, les volumes de sédiments accumulés sur la dune et en arrière de la plage du Chouk s'élèvent à 1873 m³, dépassant largement ce qui a été érodé sur la plage. Un excédent de 725 m³ est donc enregistré. La provenance de ce matériel excédentaire n'est pas connue. Il est possible que les vagues de tempête, en balayant le vaste platier rocheux qui s'avance largement vers le large dans ce secteur, aient remobilisé les plaquages de sables pelliculaires présents localement et fait remonter ces sables jusqu'en haut d'estran.

(2, fig. 5) : Depuis l'épi du Chouk jusqu'à la pointe, les changements morphologiques ont été considérables puisqu'ils ont mis en jeu 15 % du volume total du Sillon. Ils se sont traduits par un transfert massif de sédiments depuis la plage en direction du revers. La plage a ainsi perdu 174 400 m³ de sédiments qui se sont déposés sur le revers où les volumes accumulés ont été estimés à 178 900 m³. Un excédent de 4500 m³ est enregistré et provient du fait que le matériel initialement tassé dans le cordon a été remobilisé et décompacté. Cette remobilisation a donc contribué à gonfler de façon artificielle et temporaire les volumes en excédant. Ce transfert a généré un recul très important du cordon vers l'est (fig. 9). La plus forte valeur de recul a été mesurée au niveau du transect P036 : -30,1 m (fig. 8). En moyenne, les parties proximale et médiane ont reculé de 15 m. Ce recul s'est accompagné d'un abaissement important de l'altitude du Sillon. La crête a perdu 50 cm de hauteur en moyenne dans la plupart des secteurs de la partie proximale. L'abaissement est encore plus important dans la partie médiane où il avoisine 1 m en moyenne. Les vagues de tempête ont procédé à une sorte de nivellement de la crête qui culmine désormais à une altitude comprise entre 11 et 12 m CM, soit 1 à 2 m seulement au-dessus des pleines mers de vive-eau (fig. 7A). Dans la partie distale, le cordon a également reculé (de 10 m en moyenne), mais la crête n'a pas connu d'abaissement significatif. Entre les transects P090 et P105, le sommet du cordon s'est même exhaussé.

(3, fig. 5) : A la pointe du Sillon, un total de 11 460 m³ de galets a été déplacé de l'ouest vers l'est par les vagues.

(4, fig. 4) : Le lobe de jusant a été rabattu vers l'est sous l'effet des fortes vagues. On note ainsi une érosion importante sur la face ouest où les pertes sédimentaires sont de l'ordre de 2680 m³. Ce matériel est venu engraisser le lobe lui-même, bénéficiant d'un apport de 2880 m³. La face est du lobe a probablement contribué, pour une moindre part, à cet engraissement.

(5, fig. 4) : Sur le revers de la spatule, un volume compris entre 2700 et 3000 m³ a été déplacé vers le sud par les vagues de tempête diffractées à la pointe.

1-2- Interprétation de l'évolution morpho-sédimentaire de septembre 2013 à mars 2014

Les changements morphologiques enregistrés durant l'hiver 2014 présentent de fortes analogies avec ceux que nous avons pu mesurer après la tempête Johanna (Stéphan *et al.*, 2008). Pour rappel, cette tempête était survenue les 10 et 11 mars 2008, lors d'une pleine-mer de vive-eau de coefficient 106. La hauteur des vagues n'était pas extraordinaire, mais c'était la première fois depuis longtemps qu'une tempête survenait en période de vive-eau, permettant aux vagues de porter très haut leur action sur l'estran. Quelques jours seulement après la tempête, un levé topographique préliminaire avait mis en évidence un recul important du Sillon et un abaissement considérable de la crête. Les relevés plus complets effectués en septembre 2008 révélaient une très forte érosion de la plage (environ 100 000 m³) et un dépôt équivalent sur le revers, traduisant le simple transfert de sédiments de la face ouest (plage) vers la face est (revers) du Sillon, mécanisme connu sous le terme anglo-saxon de « *rollover* ». Durant l'hiver 2014, les conditions météo-marines ont permis le déclenchement de ce même mécanisme. Cette fois, les volumes déplacés ont été encore plus importants qu'en 2008, de l'ordre de 175 000 m³. Le cordon a connu un recul plus fort. Par endroits, la base du revers a reculé de 30 m. Cela n'avait pas été le cas en 2008.

Pourquoi, en comparaison de 2008, le *rollover* du Sillon de Talbert a-t-il été plus important durant l'hiver 2014 ? Cela s'explique essentiellement par le fait que la tempête Johanna a constitué, en 2008, le seul et unique épisode morphogène, tandis que l'hiver 2014 a vu se succéder au moins trois événements morphogènes majeurs, auxquels il faut ajouter une quinzaine de tempêtes de moindre ampleur. Il y a donc un effet cumulatif du recul en fonction du nombre d'épisodes morphogènes. A cela, il faut ajouter quelques nuances. En effet, le suivi à haute fréquence réalisé le long des profils A et B, dont nous montrerons les résultats en dernière partie de ce rapport, indique que l'épisode de Janvier 2014 n'a pas occasionné un recul significatif du Sillon. Néanmoins, il a probablement contribué à 'préparer le terrain' pour les tempêtes suivantes. On pourra donc parler d'événement « préparateur ». L'épisode de février 2014, en revanche, a causé un recul massif du Sillon, peut-être équivalent à celui provoqué par Johanna, de l'ordre de 100 000 m³. On peut le considérer comme l'élément « déclencheur/moteur ». Par la suite, le cordon étant plus facilement franchi par les vagues, le recul s'est poursuivi, en particulier au cours du dernier épisode morphogène du mois de mars 2014. Ce dernier épisode correspond alors à un événement simplement « moteur » du recul, mobilisant probablement un volume d'environ 75 000 m³.

Cette série d'événements « préparateur, déclencheur, moteur » peut être décrite en termes de dynamiques morphosédimentaires. Durant les événements « préparateurs », les vagues opèrent un tri important entre les sables et les galets sur la plage. Les sables piégés dans les interstices de galets sont remis en mouvement (vannage) et s'accumulent dans les parties basses du cordon. Ils sont parfois évacués vers le large sous l'effet des houles réfléchies sur le cordon et ils viennent former des plaquages sableux recouvrant le platier rocheux d'avant plage. Ainsi, les observations de terrain ont pu montrer que, devant les parties médiane et distale du Sillon de Talbert, une épaisse couche de sable était venue napper le platier après les tempêtes de l'hiver 2014. Tandis que la plage se vide progressivement de sa fraction sableuse, les galets s'accumulent sous la forme de bermes qui tendent à migrer vers la partie haute du cordon à mesure que les coefficients de marée augmentent. Ces processus accroissent la concavité du cordon dont la pente devient de plus en plus forte. Au terme de ce processus, une coiffe de galets très volumineuse vient former la crête du sillon. Les changements morphologiques peuvent en rester là si aucun événement « déclencheur » ne se produit.

Dans le cas contraire, les vagues finissent par écrêter le sommet et entraîner un déversement massif de toute la partie sommitale sur le revers où les fortes pentes facilitent le mouvement des galets vers le bas. Les nombreuses photographies prises par les promeneurs durant la tempête de février 2014 montrent des « paquets de mer » explosant littéralement sur le sommet du cordon. Cela constitue probablement l'élément « déclencheur » que nous évoquons. Dès cet instant, le recul du cordon peut démarrer. L'altitude de la crête étant plus basse, les vagues peuvent déferler au plus près du sommet et entraîner les galets accumulés dans les bermes sommitales. Ce processus ne dure au mieux qu'une heure ou deux, avant que ne débute la marée descendante. Douze heures plus tard, le processus est susceptible de se reproduire si les vagues sont toujours aussi fortes et que la marée le permet.

Toutefois, au fil des submersions, la partie haute du cordon devient moins facilement mobilisable. Les sédiments les plus mobiles ont été transférés sur le revers et les vagues déferlent désormais sur une plage composée d'un mélange de sable et de galets compactés. Cela explique en grande partie pourquoi, en dépit des fortes vagues qui ont accompagné les grandes marées du mois de mars 2014, le recul du Sillon de Talbert a été moins important qu'en février.

2- Evolution morphologique entre mars et septembre 2014 : reconstruction naturelle du cordon

Du 9 au 11 septembre 2014, un total de 10 308 points de mesure ont été relevés sur le terrain (fig. 2). De nombreux points invariables obtenus en mars 2014 (au nombre de 7541) ont été réutilisés sur les secteurs n'ayant pas connu de changement morphologique durant la période estivale. Quelques points invariables (au nombre de 1608) relevés lors de précédentes campagnes de mesures ont été ajoutés afin de construire le modèle numérique de terrain (fig. 3). Un ensemble de 275 lignes de rupture de pente a été intégré à la

modélisation. Parmi ces lignes, une partie a été relevée en septembre 2014 (135), une autre partie a été obtenue en mars 2014 (100) et quelques-unes proviennent de mesures antérieures à 2014 (40). La topographie du mois de septembre 2014 (fig. 11) a ensuite été comparée à celle de mars 2014 pour réaliser le bilan morpho-sédimentaire de la période printemps-été 2014 succédant aux tempêtes hivernales (fig. 12).

2-1- Caractéristiques de l'évolution morpho-sédimentaire (fig. 13)

Succédant aux changements morphologiques importants causés par les tempêtes de l'hiver 2014, la période comprise entre mars et septembre 2014 a été marquée par des processus de rééquilibrage morphosédimentaire sous des conditions météo-marines relativement clémentes et propices à la reconstruction naturelle du cordon. Les modifications de la morphologie du Sillon sont synthétisées dans la figure 13 et peuvent être décrites comme suit :

(1, fig. 13) : La plage du Chouk n'a pas connu d'évolution significative au cours de cette période.

(2, fig. 13) : Depuis l'épi du Chouk jusqu'à l'île Blanche, la plage a perdu près de 3120 m³ de sédiment. L'essentiel de ce matériel a été soufflé par le vent, venant engraisser la dune sommitale qui a bénéficié d'apports sédimentaires estimés à 2740 m³. En dépit d'une forte dégradation de la végétation durant l'hiver, le couvert végétal s'est reconstitué rapidement et a assuré ses fonctions naturelles de piégeage d'une grande partie du transit éolien. En outre, cette dynamique a été facilitée par la mise en place et l'entretien des ganivelles au printemps et durant l'été. Pour l'instant, ces apports n'ont pas été suffisants pour entraîner un exhaussement significatif de la crête dans ce secteur du Sillon (fig. 6). Il faut donc espérer que les apports éoliens se poursuivent dans les années à venir et il faut redoubler d'efforts pour assurer la fixation de ce transit sédimentaire qui permettra la reconstitution naturelle de la dune.

(3, fig. 13) : Le vannage important de la fraction sableuse durant l'hiver a libéré de grandes quantités de sable sur le platier et en bas de cordon. Une partie de ce matériel est venue s'accumuler en position d'abri en arrière d'un saillant dans le platier rocheux. Ce bourrelet sableux présente un volume de 1050 m³.

(4, fig. 13) : Dans la partie médiane du Sillon, la plage a connu un démaigrissement estimé à 6180 m³. L'essentiel de ce matériel a migré au sommet du cordon où les gains sédimentaires sont estimés à 6990 m³. Une berme sommitale s'est formée et constitue l'embryon d'une nouvelle crête dont le volume est destiné à gonfler au cours des années à venir, du moins en l'absence de nouvel épisode morphogène. La mise en place de cette berme explique l'exhaussement important du cordon entre les transects P070 et P085 où l'altitude de la crête a augmenté de 75 cm par endroits entre mars et septembre 2014. Cela est particulièrement visible au niveau du transect P075 (fig. 8).

(5, fig. 13) : Dans la partie distale, l'érosion de la plage est estimée à 2300 m³. Une part de ce matériel (environ 30 %) a été ramenée vers le sommet du cordon (710 m³), une part (environ 25 %) a migré vers le bas de plage (600 m³), et une part (45 %) s'est accumulée à la pointe du Sillon (1120 m³).

(6, fig. 13) : Rabattue vers l'est durant l'hiver sous l'effet des vagues de tempête, l'extrémité du lobe de jasant s'est déplacée vers l'ouest d'une vingtaine de mètres, impliquant un volume sédimentaire d'environ 1500 m³.

(7, fig. 13) : En procédant à un bilan sédimentaire des différentes zones en érosion et en accrétion sur le revers de la spatule, on constate un excédent d'environ 1400 m³. Ce matériel provient de la face exposée du Sillon. Après avoir été transportés longitudinalement jusqu'à la pointe, puis rabattu sur le revers de la spatule, il a contribué à la formation d'une nouvelle ride d'accrétion sommitale, visible au niveau du profil P104 (fig. 8). La crête a, en effet, connu un engraissement de près de 2000 m³. Une partie des sédiments accumulés provient également de la plage elle-même et ont été remontés vers le haut du cordon par les vagues.

(8, fig. 13) : Enfin, sur le revers des parties proximale et médiane, un rééquilibrage de la pente est observé. Les galets tendent à glisser le long de la très forte pente, occasionnant un abaissement topographique de la partie haute du revers et l'accumulation de matériel à la base. Ce rééquilibrage a également été observé dans les mois qui suivirent la tempête Johanna en 2008. Ils sont responsables d'un recul du cordon, estimé à -0,73 m sur l'ensemble des transects et pouvant atteindre 4 m entre les transects P040 et P055, secteur où les pentes du revers sont parmi les plus fortes. En toute logique, cette évolution ne devrait pas occasionner de pertes sédimentaires, mais un simple transfert du haut vers le bas. Or, les bilans volumiques calculés dans ces zones sont toujours négatifs. Entre 30 % et 50 % des volumes érodés en haut du revers semblent avoir disparu et ne sont pas retrouvés à la base. Dans l'un de nos précédents rapports (Stéphan *et al.*, 2009), nous avons déjà souligné cette anomalie qui s'explique tout simplement par un phénomène de tassement des sédiments situés sous le cordon. L'étude des profils topographiques indique que ce tassement ne dépasse pas quelques décimètres. Il est tout de même responsable d'un déficit sédimentaire de 1400 m³ entre mars et septembre 2014.

2-2- Interprétation de l'évolution morpho-sédimentaire de mars 2014 à septembre 2014

Les résultats obtenus sur la période de mars à septembre 2014 témoignent d'un réajustement rapide du Sillon de Talbert consécutif aux épisodes morphogènes enregistrés durant l'hiver. Sur toute la longueur du Sillon, les vagues ont ramené les sédiments vers le haut du cordon et la crête a montré une tendance à l'exhaussement par *overtopping*. Là où la fraction sableuse est importante, le transit éolien a été efficacement piégé par la végétation qui a joué pleinement son rôle. Sur le revers, enfin, la pente a retrouvé progressivement une situation d'équilibre. Si elle se poursuit, cette tendance devrait réduire la sensibilité du Sillon au franchissement et au recul.

Là encore, il faut souligner les fortes similitudes de ces observations avec celles effectuées après la tempête Johanna de mars 2008. Dans le rapport rédigé pour l'année 2008 (Stéphan *et al.*, 2008), nous écrivions ceci : « *Durant la période estivale, les vagues ont peu à peu remonté les galets vers le sommet du cordon, dans un contexte de calme météo-marin. Une nouvelle crête est donc en cours d'édification. Ce type d'évolution révèle la grande capacité du Sillon à la récupération, suite à un épisode érosif très important* ». Ce constat est donc valable pour la période qui nous concerne. En l'absence d'épisodes météo-marins véritablement morphogènes dans les prochaines années, la consolidation du Sillon devrait se poursuivre.

Le suivi topo-morphologique réalisé ces dernières années révèle qu'après la tempête Johanna, il a fallu 5 ans au Sillon de Talbert pour récupérer sa morphologie initiale (Fichaut *et al.*, 2013). Entre 2008 et 2013, le cordon s'est totalement reconstruit de façon naturelle, en dépit de quelques tempêtes relativement fortes, comme celles survenues à la fin du mois de mars 2010 (Fichaut *et al.*, 2010). Par conséquent, il est fortement probable que les mêmes processus de consolidation permettent, d'ici quelques années, au Sillon de Talbert de retrouver une altitude suffisamment élevée pour limiter les épisodes de franchissement.

3– Suivi à haute fréquence du Sillon de Talbert : où en est-on ?

3-1-Rappel de la méthode et des objectifs du suivi à haute fréquence

Un travail portant sur la mesure des conditions hydrodynamiques, couplé à des levés à haute fréquence de profils de plage, a été entrepris à partir du mois de septembre 2012. L'objectif de ce travail est de mieux comprendre les processus à l'origine de la submersion du sillon de Talbert en période de forte agitation et d'expliquer, par là même, le recul de la flèche. D'un point de vue de la recherche fondamentale, ces données doivent également servir à calibrer, voire élaborer, une équation théorique permettant de calculer les niveaux d'eau extrême à la côte. A terme, ce travail pourrait aboutir à la mise en place d'un système d'alerte 'submersion' propre au Sillon de Talbert et éventuellement dupliqué sur d'autres plages de galets.

Pour ce faire, des capteurs de pression de type OSS (de la marque *Ocean Sensor Systems*) servant à mesurer la houle et le niveau de la mer, ont été installés sur la plateforme rocheuse située en avant du cordon de galets, en deux endroits bien spécifiques (fig. 14). Ces deux secteurs correspondent à la partie médiane du cordon la plus mobile (fig. 15).

Dans l'axe de chaque capteur, un transect servant à mesurer le profil de la flèche, englobant une partie de l'avant plage (plateforme d'abrasion + cordon de galets) a été installé perpendiculairement au trait de côte. Un protocole rigoureux reposant sur la mise en place de têtes de profils et de points de calage, a été suivi afin de d'effectuer des mesures topo-morphologiques répondant à des normes internationales ISO (fig. 16). L'ensemble de ces points amers a été raccordé au système géodésique français à partir d'une borne IGN située sur le fort de Creac'h Maout afin d'obtenir des informations topographiques référencées.

Entre les mois de septembre 2012 et de décembre 2014, plus de 80 profils de plage ont été levés le long des deux transects (profils A et B). Pour chaque campagne de mesure, la position de la laisse de mer, et/ou la limite du jet de rive, a été levée de manière à identifier la hauteur des niveaux d'eau extrêmes atteinte le long du profil (fig. 17). Ce travail de suivi a été assuré par Julien Houron, garde de la Réserve Naturelle Régionale du Sillon de Talbert, aidé par des stagiaires. Les levés ont été réalisés à l'aide d'un tachéomètre laser de type Leica TCR303 (fig. 18).

Sur la même période, la hauteur des vagues et les niveaux d'eau à la côte ont été enregistrés à une très haute fréquence (5 Hz = 5 mesures par seconde) de manière à mesurer toutes les vagues (petites et grandes). Comme nous l'avons dit plus haut, ces mesures hydrodynamiques ont été dans un premier temps effectuées au droit des deux profils de mesure topographique à partir de deux capteurs de pression (fig. 14). Toutefois, le traitement des données acquises entre les mois de septembre 2012 et 2013 ont montré qu'il y

avait une très grande redondance des résultats pour les deux points de mesure. C'est la raison pour laquelle, depuis le mois de septembre 2013, ces mesures ne sont plus réalisées qu'au niveau du capteur installé au droit du profil B (fig. 19).

3-2-Analyse des conditions hydrodynamiques durant l'hiver 2013-2014 et évolution morphologique des profils A et B

Comme nous l'avons rappelé en introduction, l'hiver 2013-2014 a été caractérisé par une succession de tempêtes qui ont touché la péninsule bretonne entre le mois de décembre 2013 et le mois de mars 2014. Le capteur de pression installé sur le site du Sillon de Talbert permet de constater que la période d'activité tempétueuse a véritablement commencé avec la tempête Dirk du 23 décembre 2013, et s'est terminée par la tempête Christine du 3 mars 2014 (fig. 20). La plupart de ces épisodes ont duré plusieurs jours, cela a eu pour conséquence de générer des fortes houles qui ont perduré même après le passage de la perturbation. Comme le montre la figure 20, ces épisodes ont été particulièrement fréquents, notamment durant le mois de février, et ont provoqué de graves dommages en matière d'érosion et de submersion marine, comme l'a montré le suivi topo-morphologique le long des profils A et B (fig. 21). Ce suivi montre que le cordon a reculé de plus de 20 m le long des deux profils. Il est particulièrement intéressant car il indique que ce recul s'est fait en trois temps. Ces trois périodes morphogènes, combinant une tempête et une forte marée de vive-eau d'un coefficient supérieur à 105, ont été mises en évidence par l'analyse des conditions hydrodynamiques complétées par des observations météorologiques (vent et pression) (Blaise *et al.*, sous presse).

Le premier concerne la période qui s'étend du 1er au 5 janvier 2014 durant laquelle les coefficients de marée ont atteint 108, notamment le vendredi 3 janvier. Durant cette période, la hauteur significative de la houle à la côte a atteint 1,7 m (fig. 20). Les surcotes instantanées mesurées au marégraphe de Roscoff ont été comprises entre 0,30 m et 0,50 m ; cela s'est traduit par des niveaux marégraphiques toujours supérieurs aux niveaux de pleine mer de vive-eau (PMVE), et/ou égaux ou supérieurs aux niveaux des plus hautes mers astronomiques (PHMA). Ce premier événement a constitué l'épisode « préparateur » du recul. Générant un retrait limité du Sillon : entre -4 et -5 m.

Le second épisode est intervenu au début du mois de février, entre le 31 janvier et le 4 février 2014. Cette période a aussi été marquée par la combinaison d'une forte tempête avec une marée de vive-eau d'un coefficient de 113-114, notamment entre le 1er et le 2 février. La hauteur significative de la houle a été supérieure à 2 m (fig. 20). Les surcotes instantanées ont ce jour-là été comprises entre 0,20 m et 0,40 m ; elles ont été plus importantes en fin de période, notamment le 4 février durant la tempête Petra. Là encore, les niveaux marégraphiques enregistrés à Roscoff ont été en grande partie supérieurs aux PHMA, notamment le 1er février 2014. Ce second épisode a été le plus dommageable et correspond à l'événement « déclencheur/moteur » du recul. Les valeurs de retrait du sillon ont atteint entre -10 et -14 m suivant les secteurs (fig. 21).

Le troisième et dernier épisode morphogène concerne la période du début du mois de mars qui s'étend du 28 février au 4 mars durant laquelle la tempête Christine a touché la pointe bretonne par coefficients montants de 108 à 115 entre le 1er et le 2 mars ; le 3 mars ils étaient encore de 114-112. La hauteur significative de la houle a atteint 2 m (fig. 20) et les niveaux marégraphiques ont été supérieurs aux PHMA cette journée du 3 mars. Cet épisode a généré un recul plus faible d'environ -5 m en moyenne (fig. 21).

A partir du mois d'avril 2014, les conditions météorologiques s'étant « calmées » avec la fin des tempêtes hivernales, l'évolution morphologique du cordon a été marquée par une phase de régénération. Cette dernière s'est traduite par un exhaussement de crête qui a pu atteindre plus d'1 m, notamment au niveau du profil B (fig. 22).

Conclusion

La période de septembre 2013 à septembre 2014 a été marquée par : (i) une érosion importante de la crête et un recul considérable du Sillon de Talbert consécutif aux nombreuses tempêtes qui se sont succédées entre janvier et mars 2014 ; (ii) une tendance à la reconstruction du cordon au cours du printemps et de l'été sous des conditions météo-marines plus calmes.

Les mêmes dynamiques morphosédimentaires avaient déjà été enregistrées à l'issue de la tempête Johanna du 10-11 mars 2008. En effet, après une érosion et un recul important du Sillon, le suivi topo-morphologique mené entre 2008 et 2013 avait permis de constater une consolidation progressive du sillon au cours des 5 années qui suivirent la tempête Johanna. C'est donc le même processus qui a été enregistré durant le printemps et l'été 2014. Le suivi à haute fréquence a montré que cette tendance s'est poursuivie jusqu'en décembre 2014. Ces conclusions incitent donc à être optimiste sur le devenir du Sillon de Talbert. Dans les années à venir, le cordon devrait se reconstruire naturellement, du moins en l'absence de tempêtes exceptionnelles coïncidant avec une marée de vive-eau.

Deux secteurs sont tout de même à suivre avec plus d'attention dorénavant car ils constituent de nouvelles zones de fragilité. Le premier secteur est situé dans la partie proximale, entre les transects P016 et P025, en arrière de l'enrochement qui prolonge l'épi du Chouk (fig. 23). Jusqu'à une date récente, le cordon était encore accolé à cet ouvrage. L'enrochement jouait encore son rôle de protection contre l'érosion. Mais au cours des dernières années, les vagues ont progressivement taillé une micro-falaise d'érosion qu'elles

ont fait reculer fortement. La largeur de la crête est devenue très faible dans ce secteur, appelé la « taille de guêpe ». C'est probablement ici que devrait se produire la rupture du Sillon dans le futur. En effet, il n'existe plus véritablement de haut de plage en mesure de constituer une surface de déflation sur laquelle le vent pourrait souffler le sable et le transférer sur la crête. Le sommet du cordon ne s'engraisse plus dans ce secteur

Le second secteur se situe entre les transects P050 et P060, là où le revers du Sillon atteint désormais l'île Blanche. Le chenal de marée qui assurait jusqu'à présent la circulation des eaux, en particulier lors du jusant, semble en cours d'abandon. A marée descendante, les courants adoptent désormais un nouveau tracé, contournant l'île Blanche vers l'est. Dans les années à venir, le Sillon devrait venir s'appuyer sur cet ados naturel. Les répercussions de ces changements sont difficiles à prévoir. Il conviendra donc de s'assurer que cette évolution ne conduise pas à l'apparition d'un nouveau point de faiblesse dans le cordon.

E lec'h ma oa an erv er bloaz-man, e vezo an ant er bloaz a zeu

« Où était le haut du sillon cette année, sera le bas l'an prochain »

Sauvé LKV (1878) – Proverbes et dictons de la Basse-Bretagne, Ed. Champion, Paris.

Références bibliographiques

Blaise E., Suanez S., Stéphane P., Fichaut B., David L., Cuq V., Autret R., Houron J., Rouan M., Floc'h F., Arduind F., Cancouët R., Davidson R., Costa S., Delacourt C. - Bilan des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la dynamique de recul du trait de côte en Bretagne. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*. Sous-presses.

Fichaut B., Suanez S., Stéphane P., (2010) – Rapport sur le suivi morphosédimentaire du Sillon de Talbert pour l'année 2010, décembre 2010, 16 p.

Fichaut, B., Stéphane P., Suanez, S., Blaise E. (2013) – Suivi topo-morphologique du Sillon de Talbert (Commune de Pleubian - Période 2012-2013), 27 p.

Stephan P., Fichaut, B., Suanez, S. (2007) – Rapport d'activité sur le suivi topo-morphologique du Sillon de Talbert (Commune de Pleubian), 19 p.

Stephan P., Fichaut, B., Suanez, S. (2008) – Deuxième rapport d'activité sur le suivi topo-morphologique du Sillon de Talbert (Commune de Pleubian - Période 2007-2008), 12 p.

Stephan P., Fichaut, B., Suanez, S. (2009) – Suivi topo-morphologique du Sillon de Talbert (Commune de Pleubian - Période 2008-2009), 10 p.

Stephan P., Fichaut, B., Suanez, S., Blaise E. (2011) – Suivi topo-morphologique du Sillon de Talbert (Commune de Pleubian - Période 2010-2011), 10 p.

Stephan P., Fichaut, B., Suanez, S., Blaise E. (2012a) – Suivi topo-morphologique du Sillon de Talbert (Commune de Pleubian - Période 2011-2012), 14 p.

Stéphane P., Suanez S., Fichaut B. (2012b) – Long-term morphodynamic evolution of the Sillon de Talbert gravel barrier spit, Brittany, France, *Shore & Beach*, 80, 1, pp. 19-36.

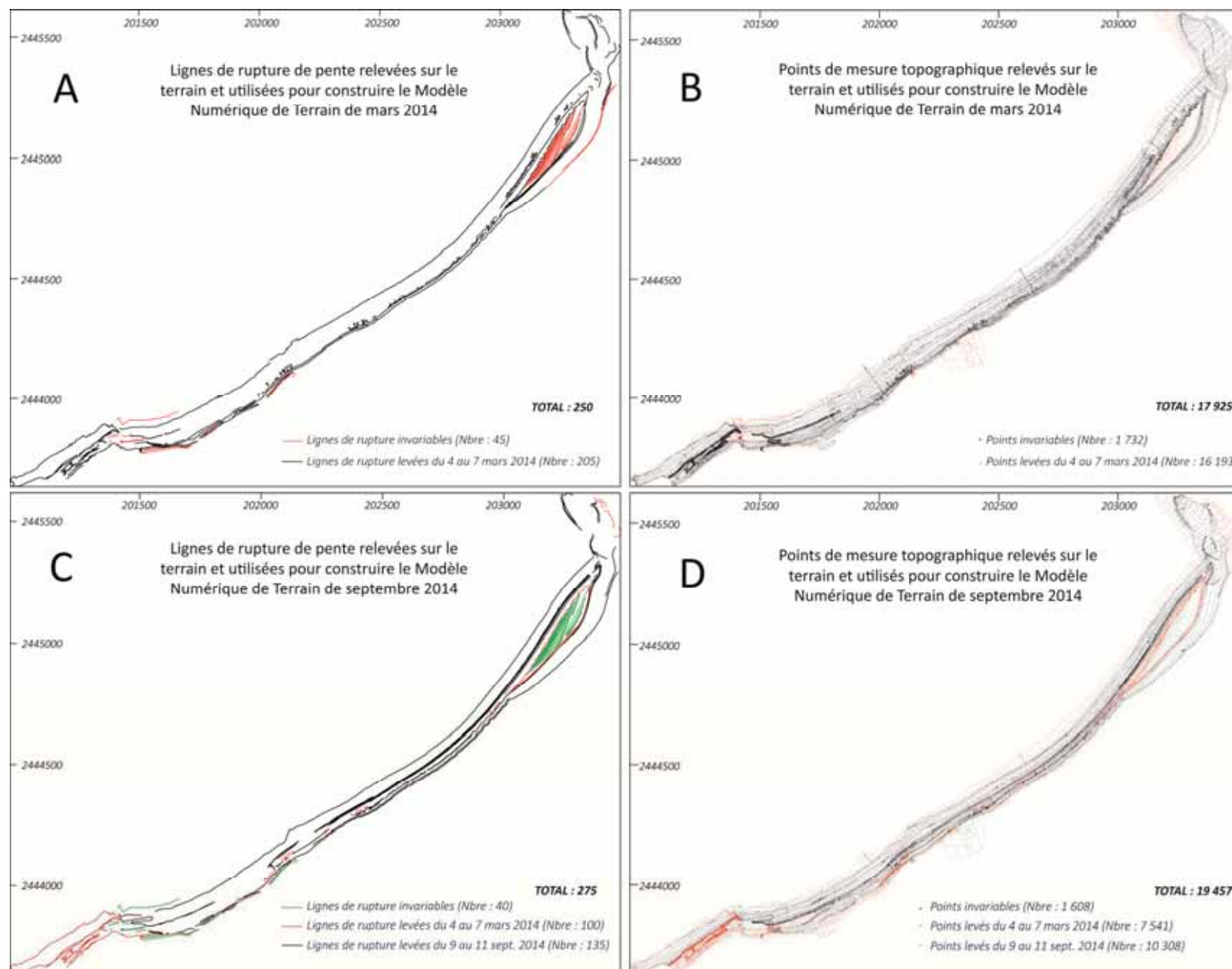


Figure 2 : Données topographiques utilisées pour construire les modèles de terrain de mars 2014 (A et B) et de septembre 2014 (C et D) sur le Sillon de Talbert.

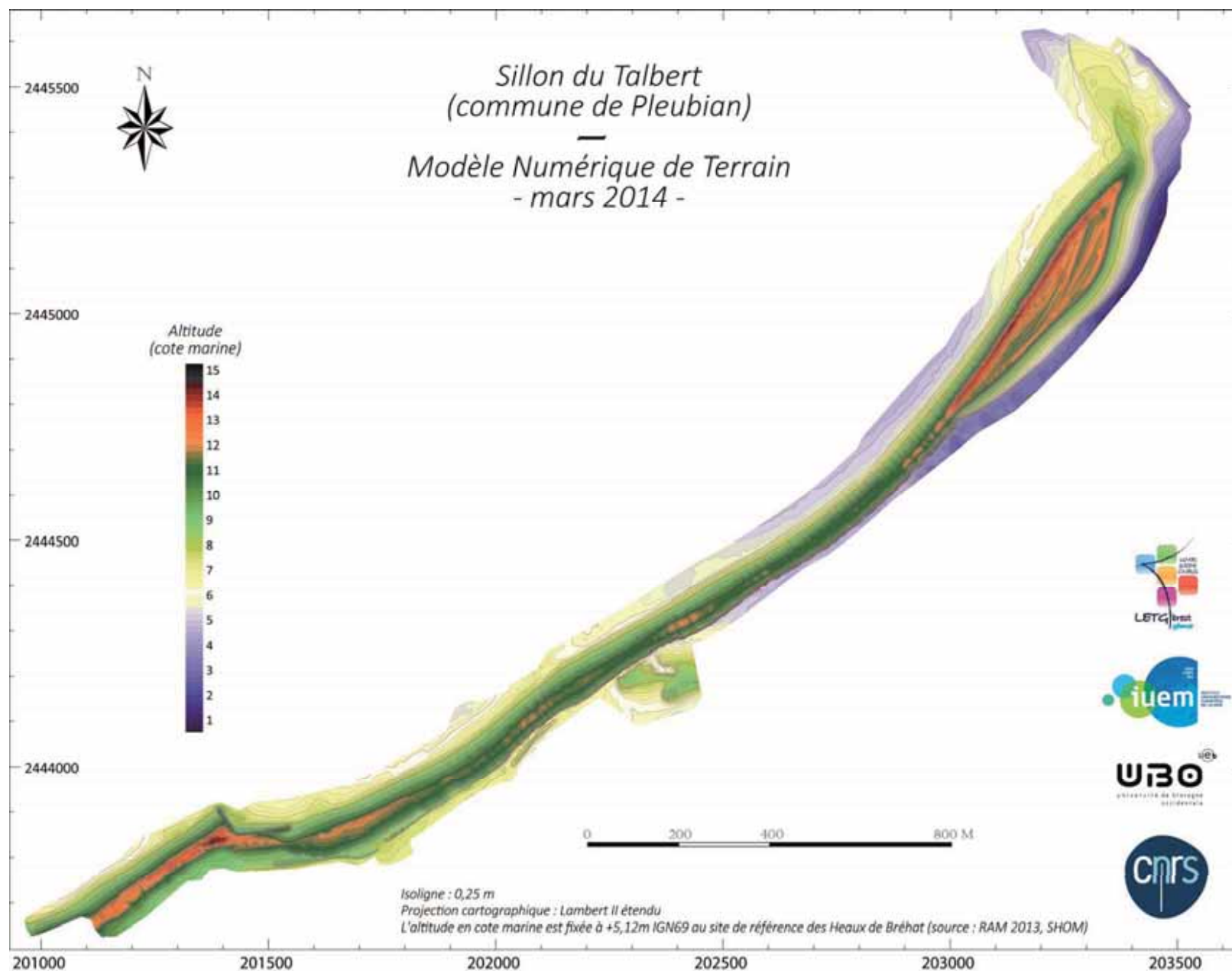


Figure 3 : Modèle Numérique de Terrain du Sillon de Talbert en mars 2014.

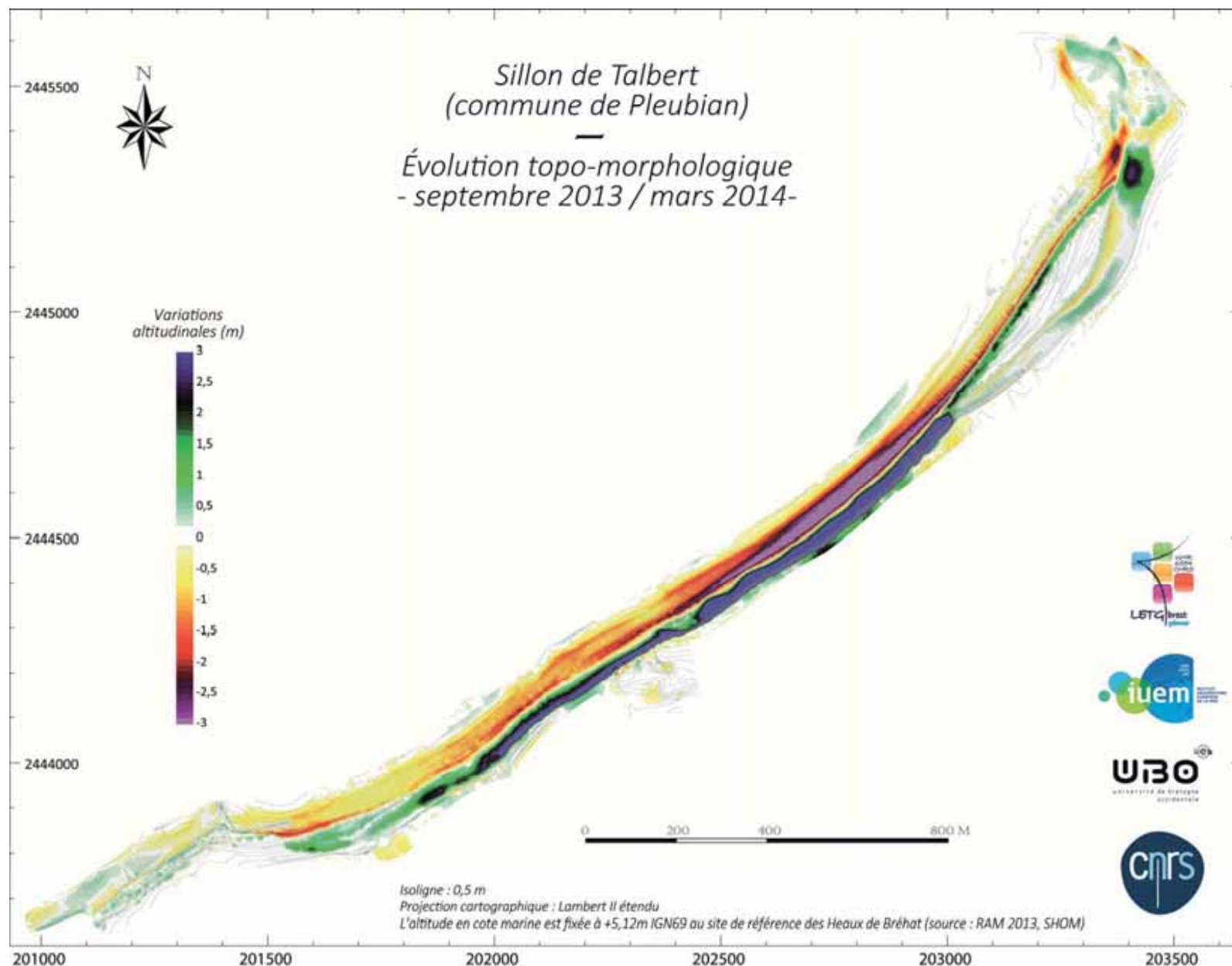


Figure 4 : Evolution topo-morphologique du Sillon de Talbert entre septembre 2013 et mars 2014.

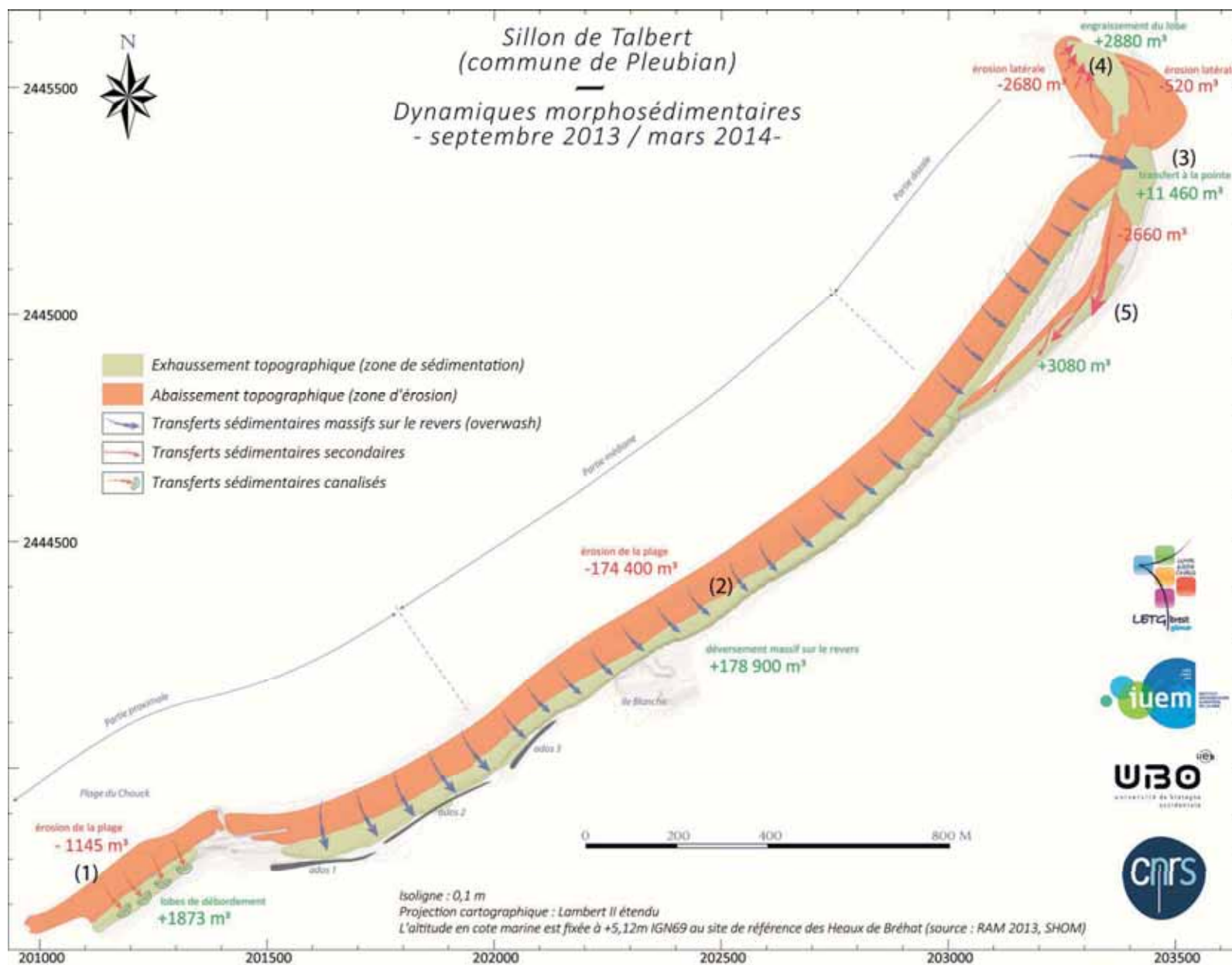


Figure 5 : Dynamiques morphosédimentaires sur le Sillon de Talbert entre septembre 2013 et mars 2014.

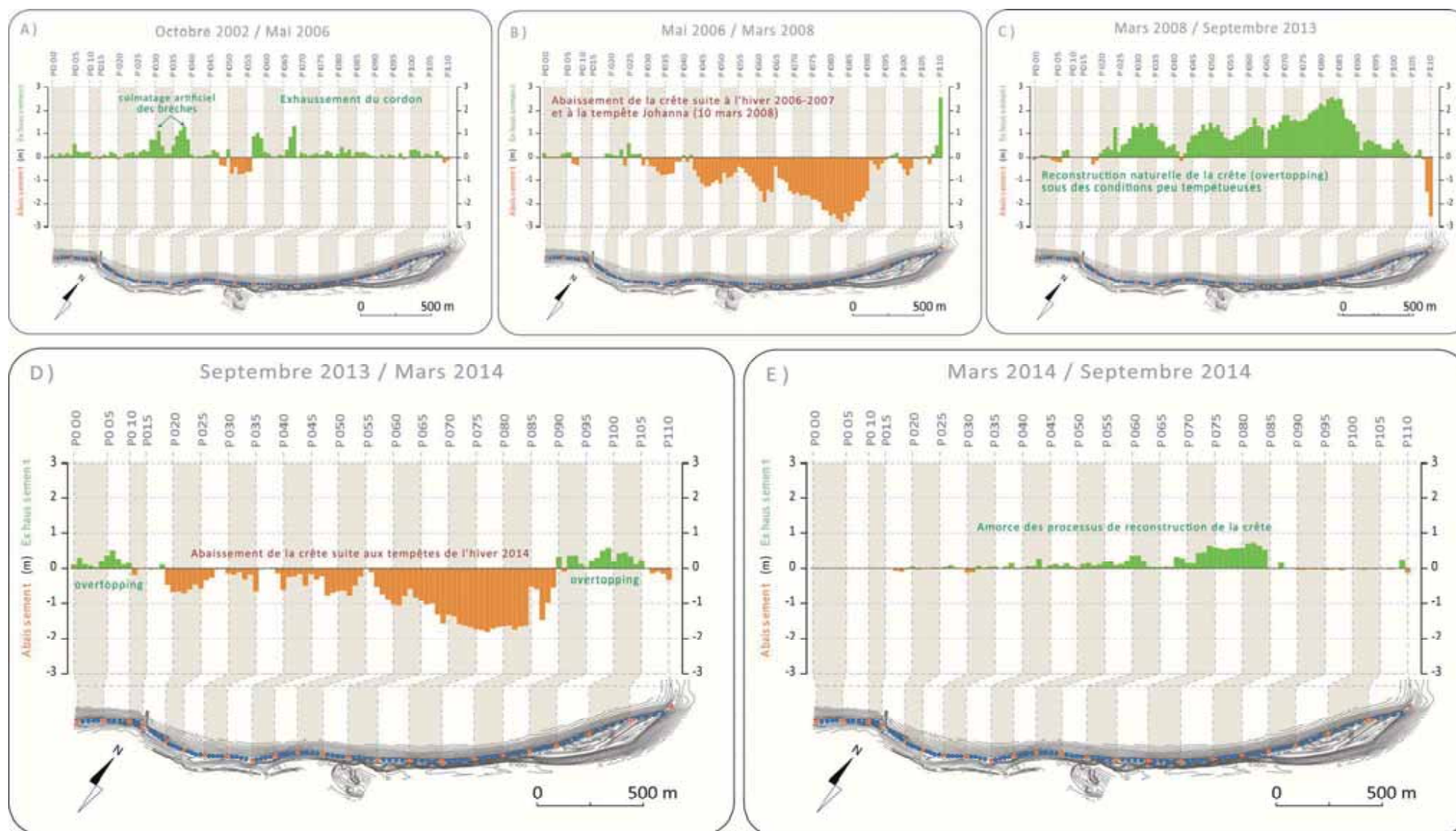


Figure 6 : Exhaussement et/ou abaissement de la crête du Sillon de Talbert entre 2002 et 2014.

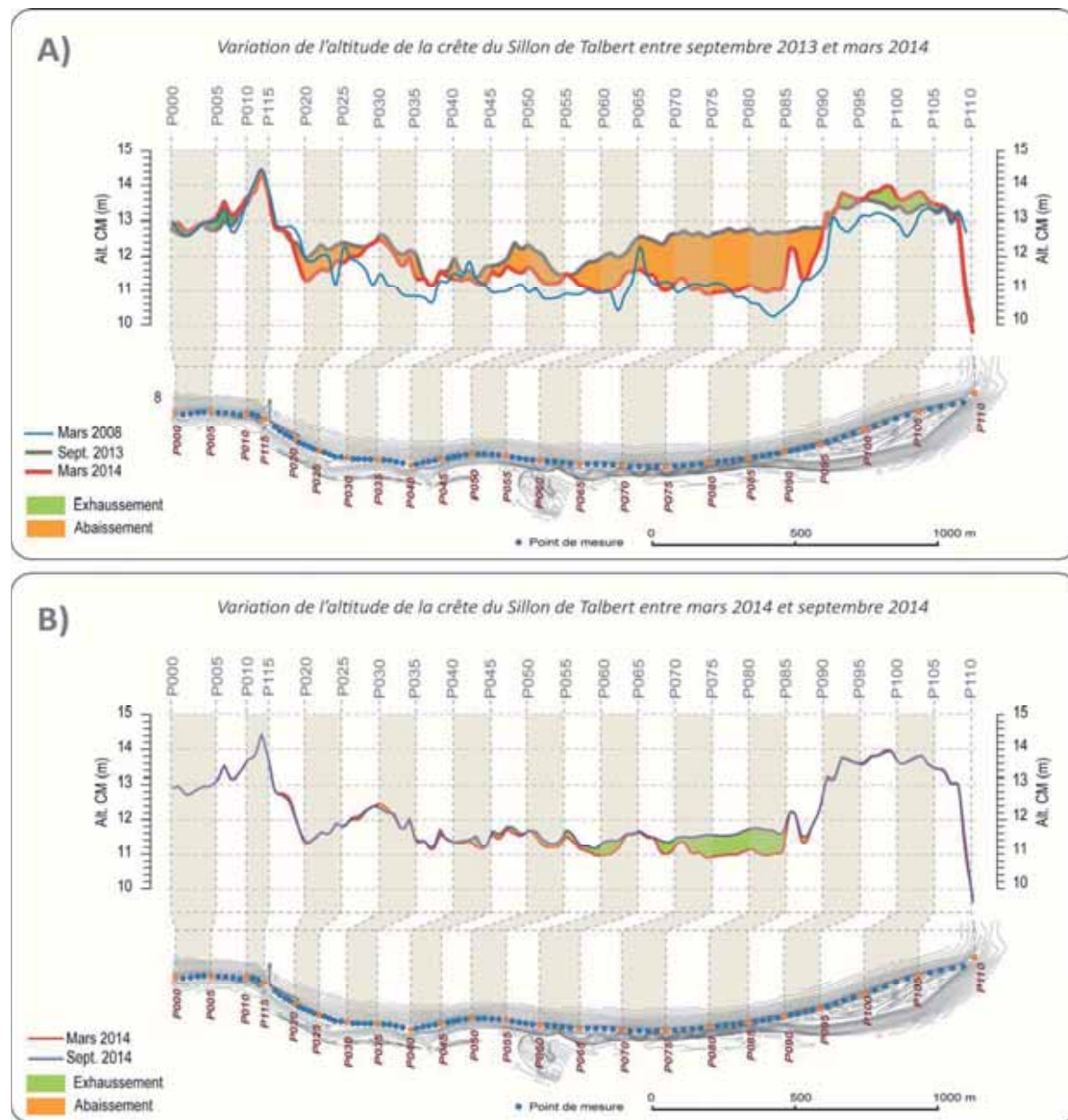


Figure 7 : Variations de l'altitude de la crête du Sillon de Talbert depuis la tempête du 10 mars 2008.



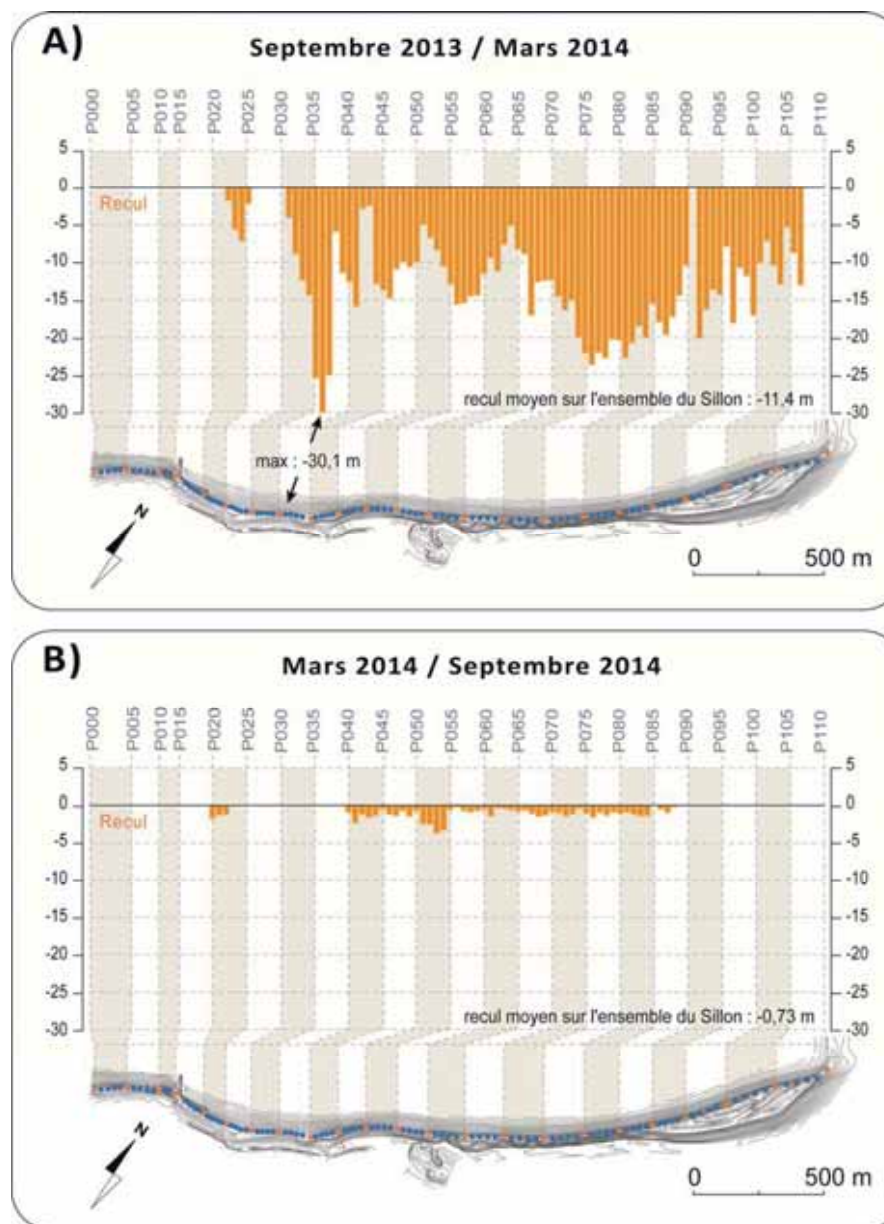


Figure 9 : Recul de la base du revers du Sillon de Talbert entre septembre 2013 et mars 2014 (A) et entre mars 2014 et septembre 2014 (B).

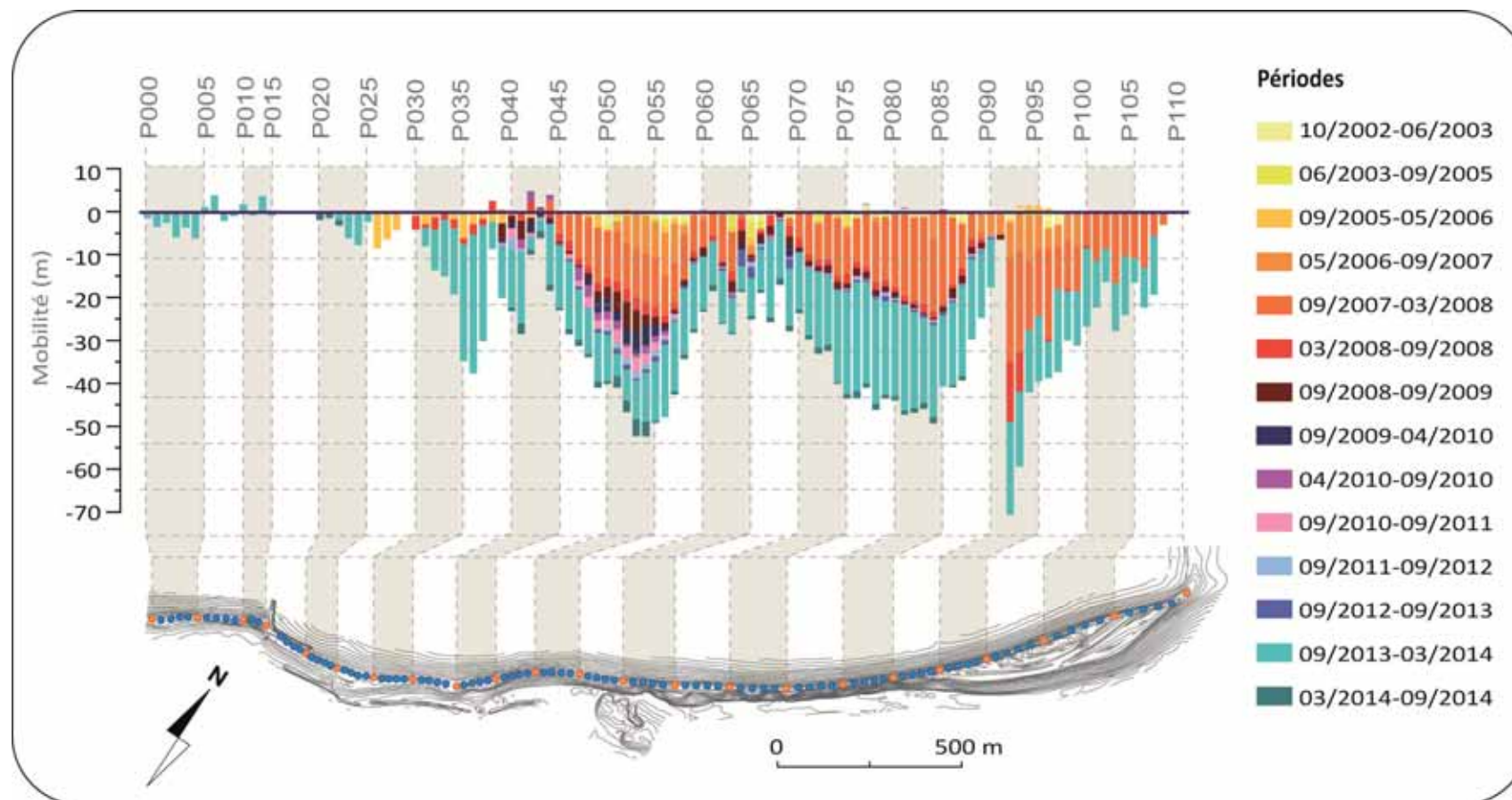


Figure 10 : Recul de la base du revers du Sillon de Talbert entre 2002 et 2014. Sur ce graphique, deux couleurs dominant : l'orange et le bleu clair. L'orange correspond au recul généré par la tempête Johanna de mars 2008, le bleu clair correspond au recul provoqué par les tempêtes de l'hiver 2014.

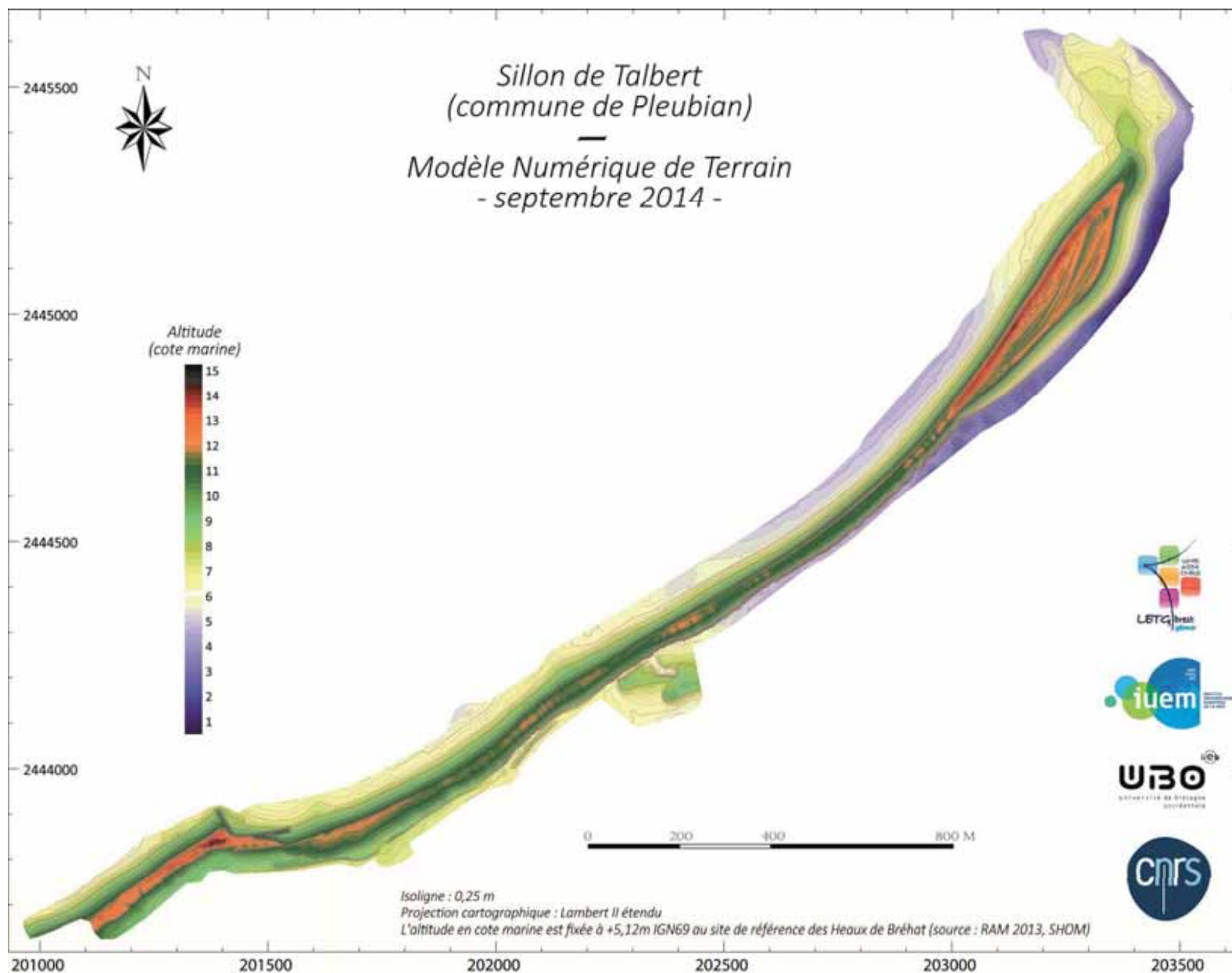


Figure 11 : Modèle Numérique de Terrain du Sillon de Talbert en septembre 2014.

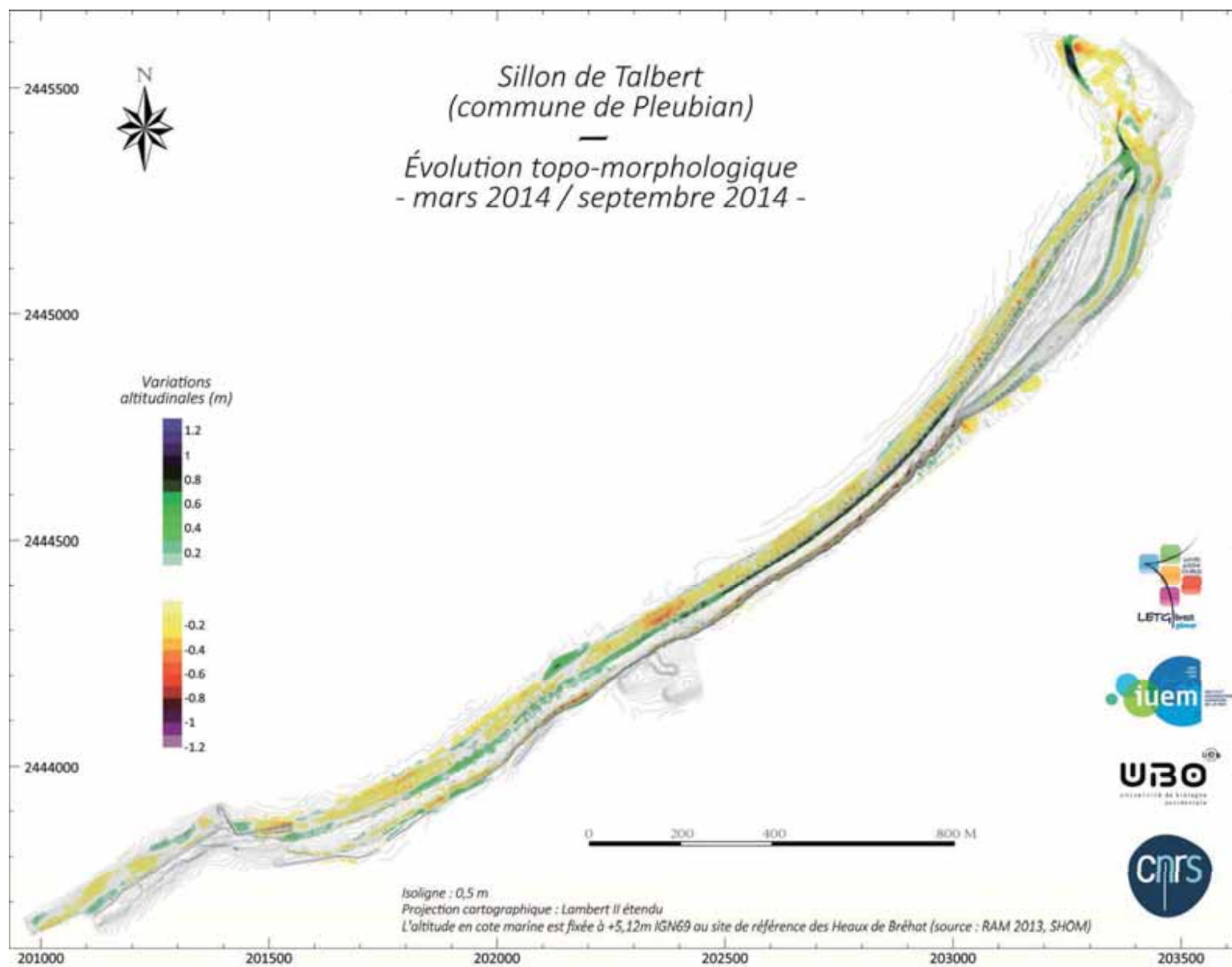


Figure 12 : Evolution topo-morphologique du Sillon de Talbert entre mars 2014 et septembre 2014.

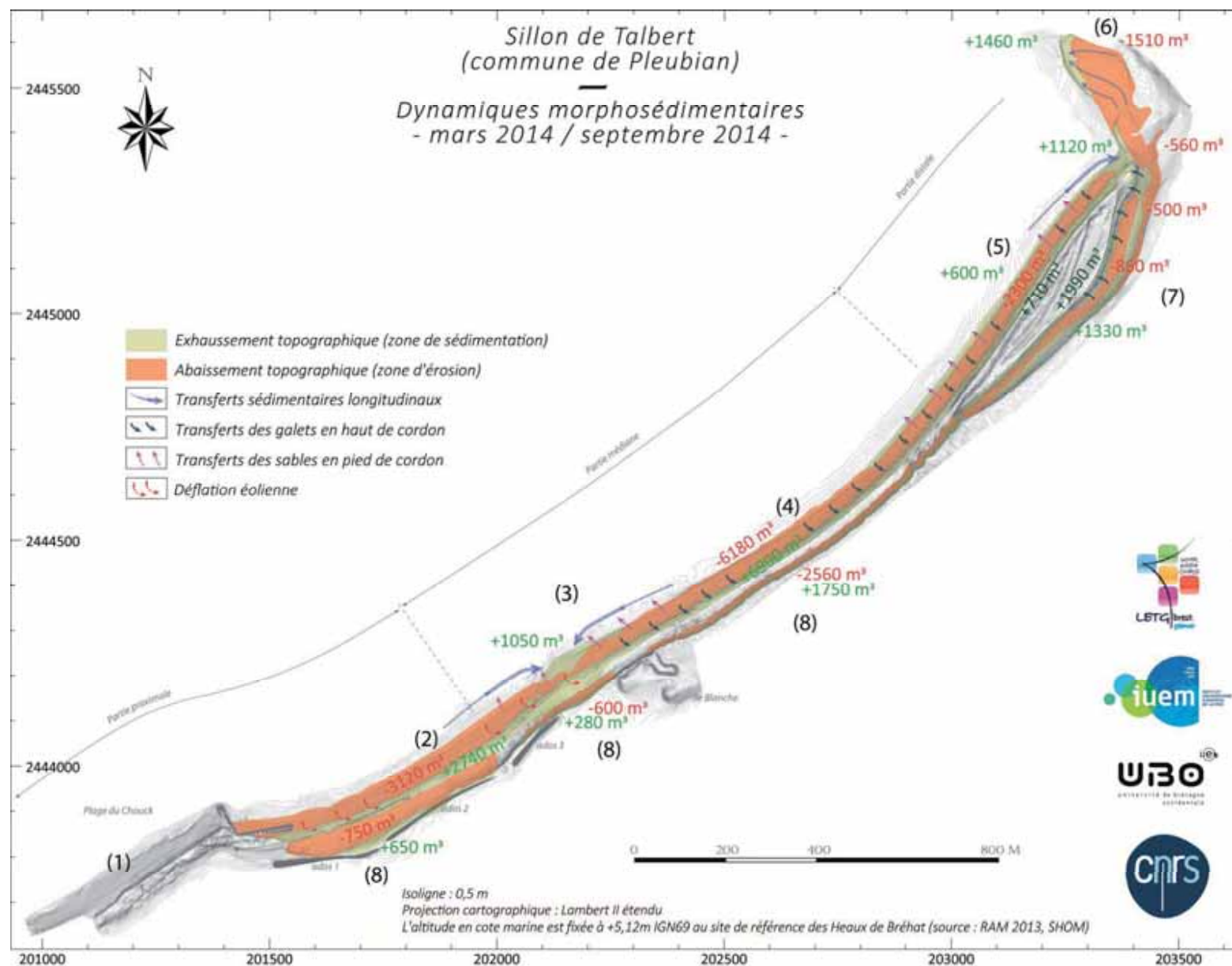


Figure 13 : Dynamiques morphosédimentaires sur le Sillon de Talbert entre mars 2014 et septembre 2014.

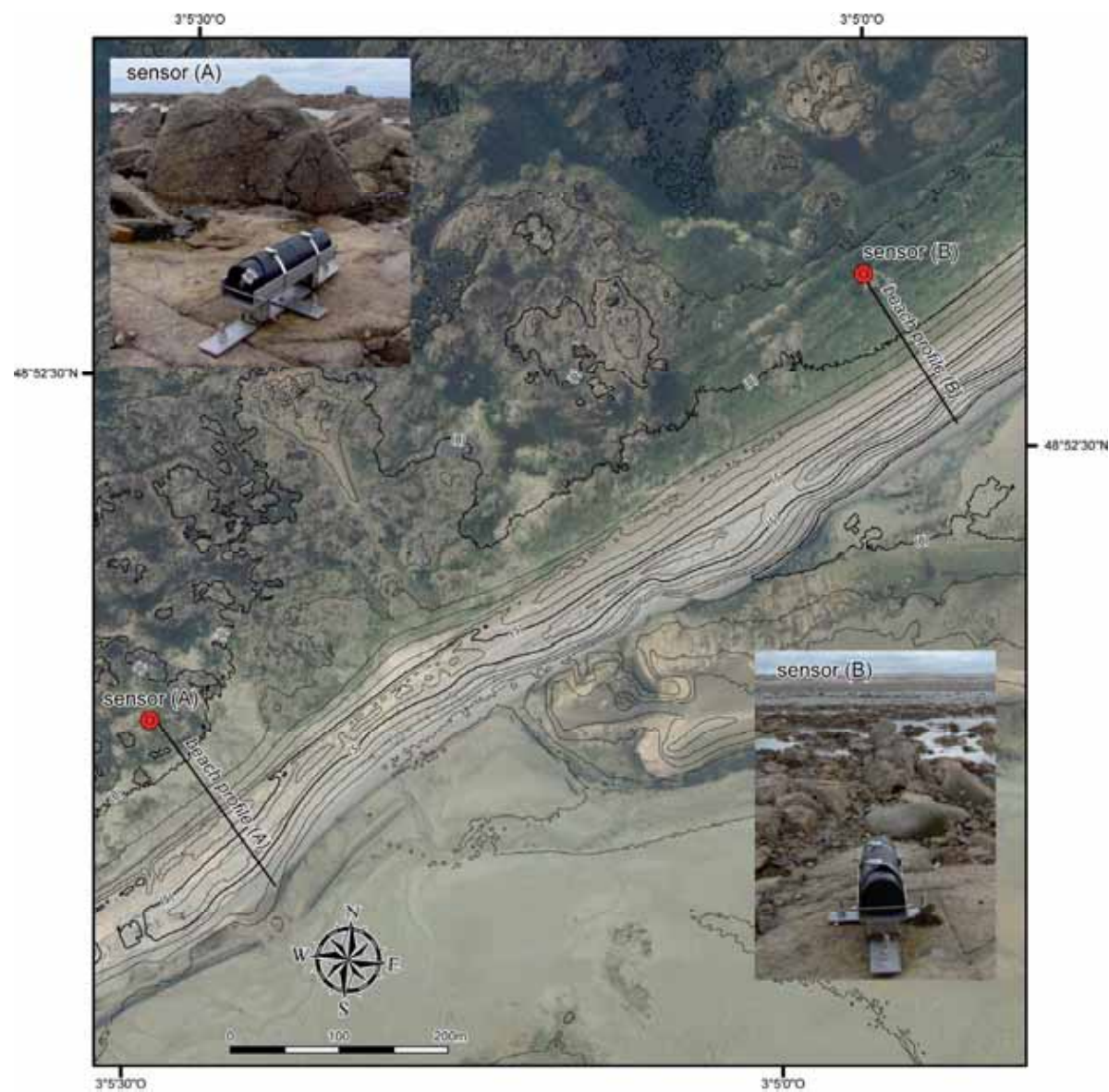


Figure 14 : Carte de localisation des capteurs de pression et des radiales de mesure de profil de plage.

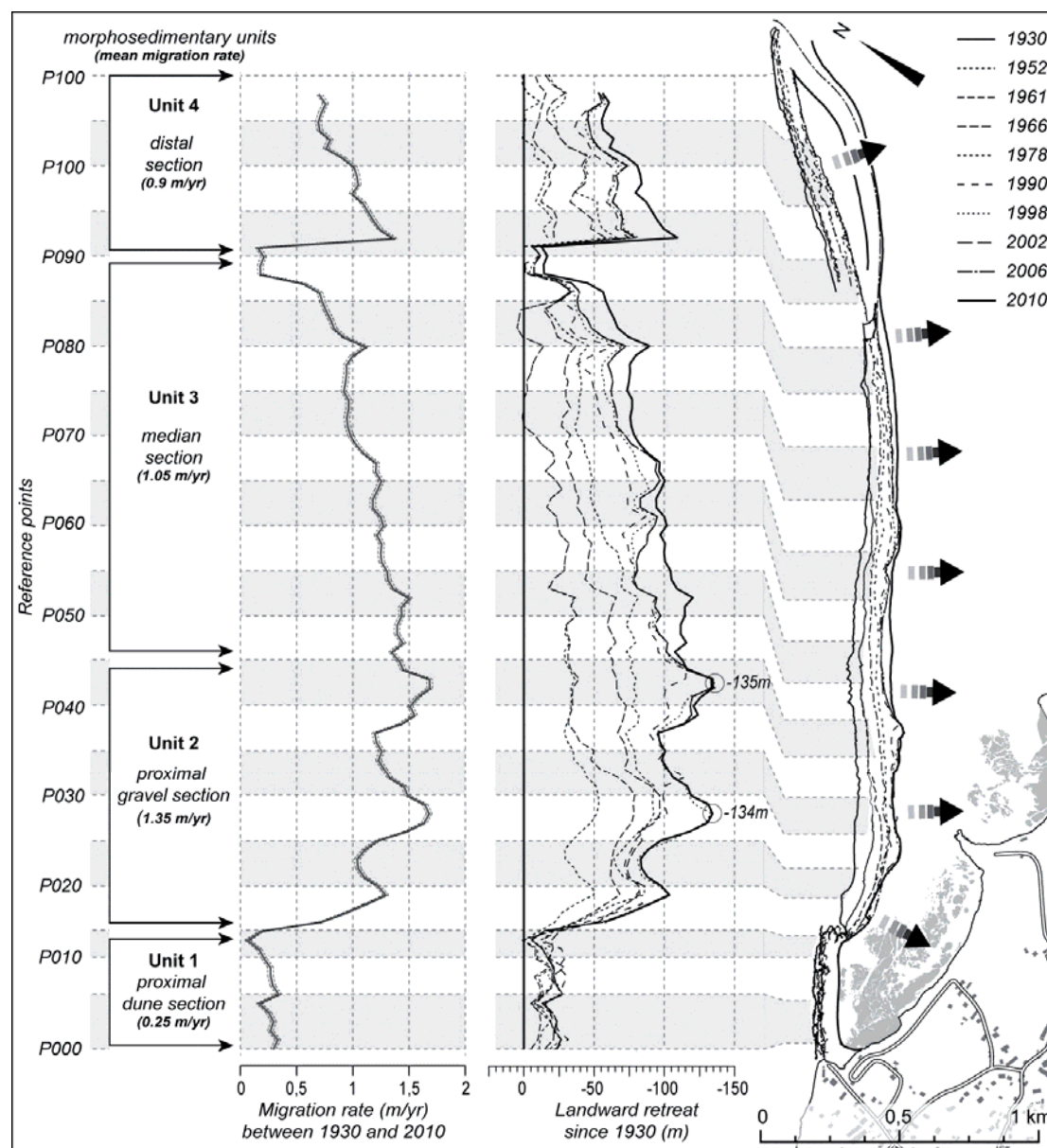


Figure 15 : Cinématique du trait de côte du Sillon du Talbert entre 1930 et 2010 (Stéphan et al., 2012b).



Figure 16A et 16B : Localisation des points d'amer le long des deux radiales de mesure de profil de plage.

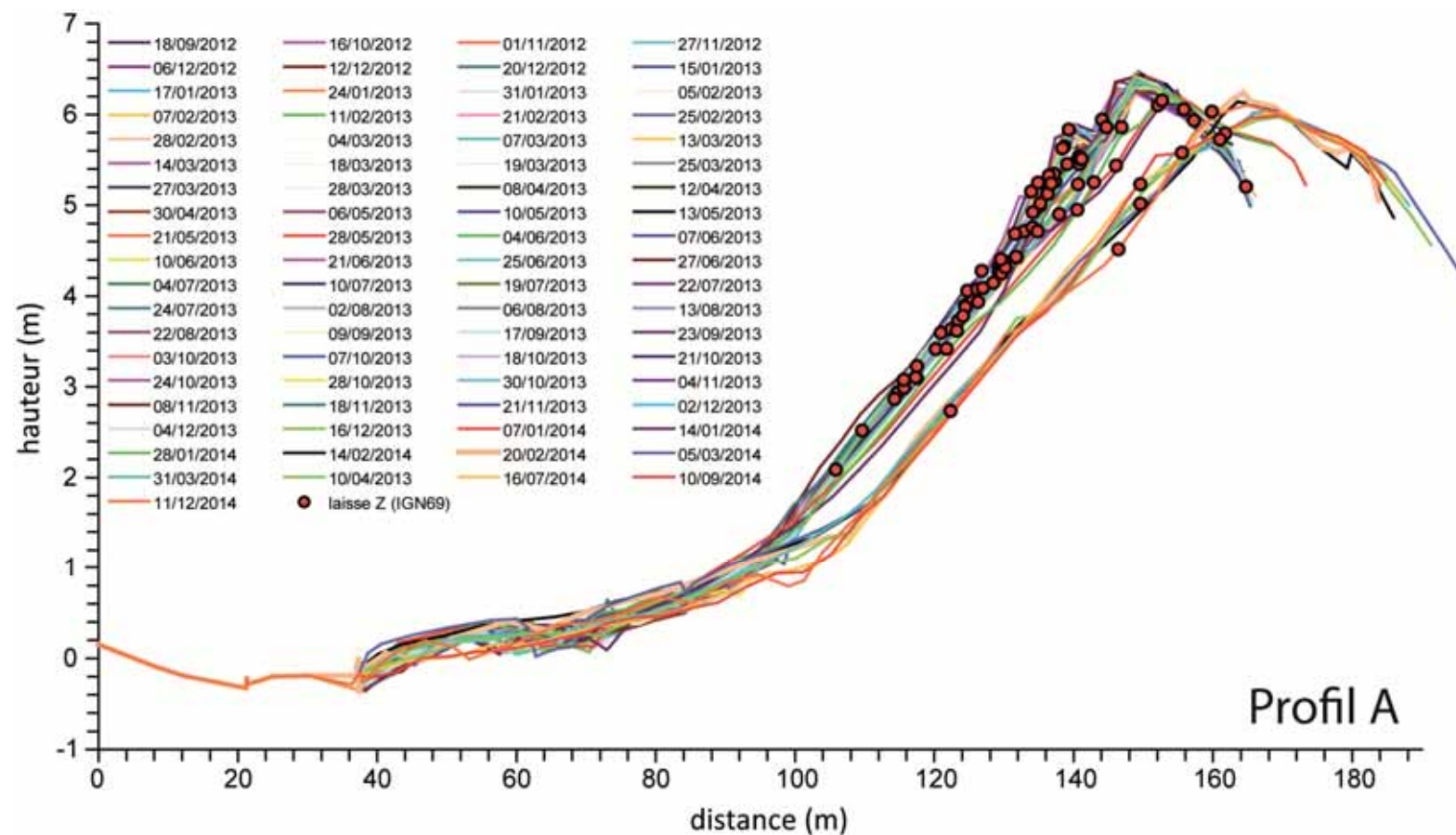


Figure 17A : Enveloppe de profil de plage / cordon de galets au niveau de la radiale 1 (profil A), et positionnement de la laisse de mer le long de la face externe.

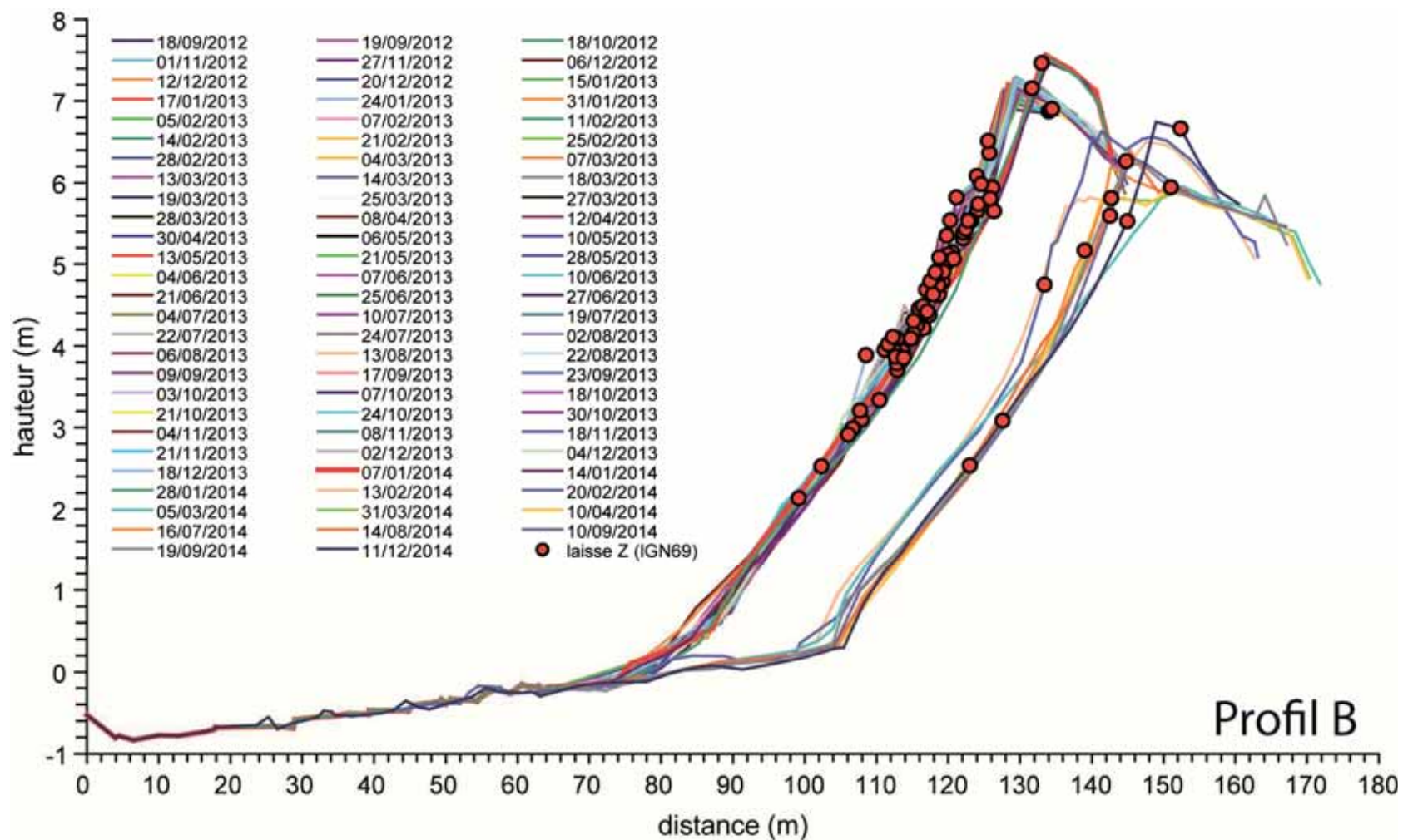


Figure 17B : Enveloppe de profil de plage / cordon de galets au niveau de la radiale 2 (profil B), et positionnement de la laisse de mer le long de la face externe.

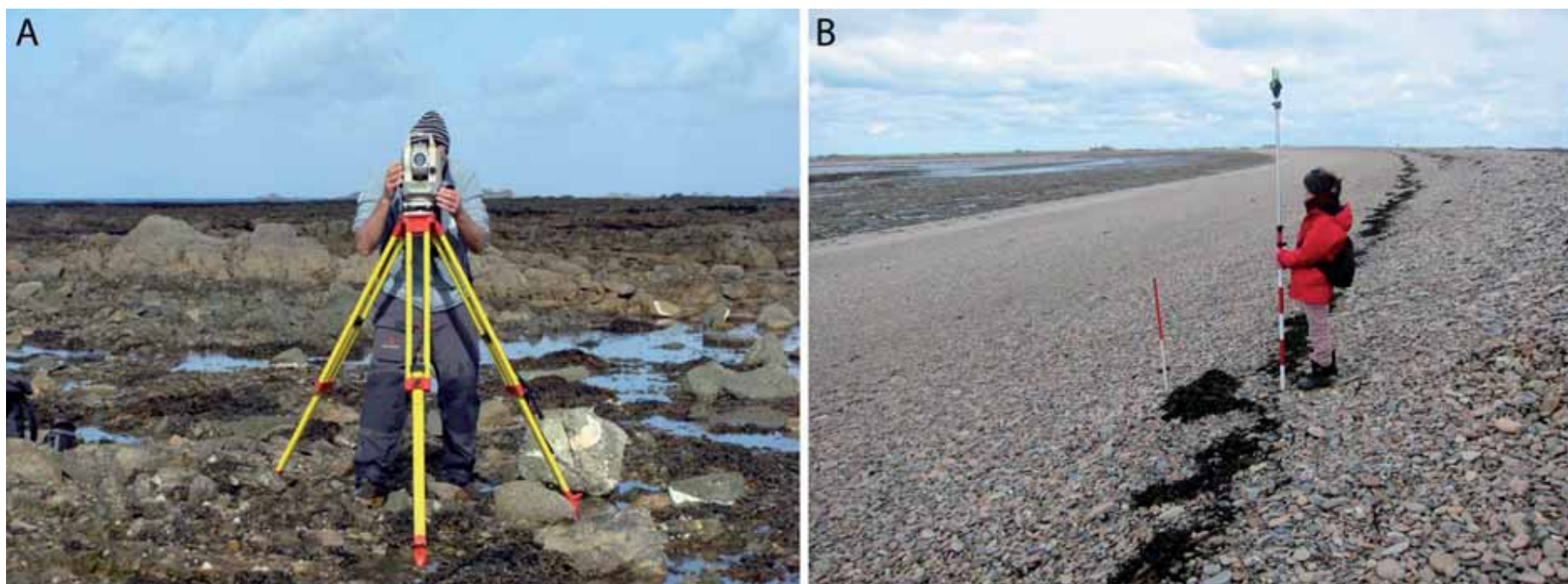


Figure 18A et 18B : Mesures topo-morphologiques effectuées à l'aide d'un tachéomètre laser (photo 1), et relevé de la laisse de mer le long de la face externe (photo 2).

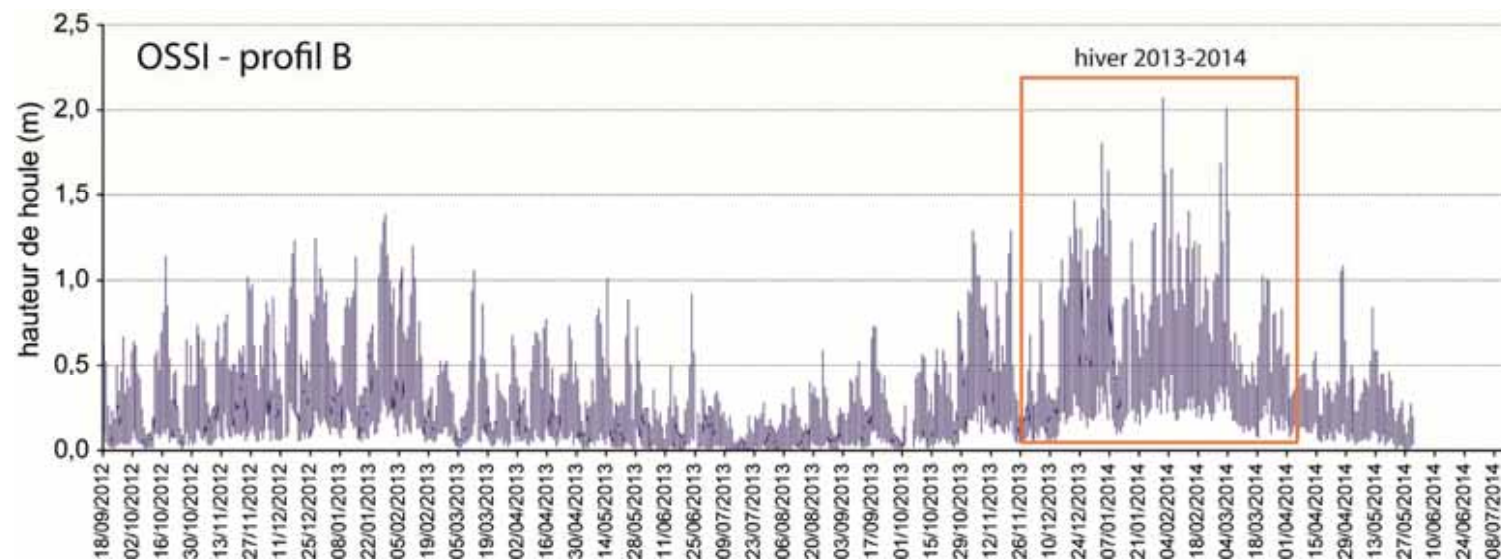


Figure 19 : Hauteurs significatives des houles enregistrées par les capteurs OSSI au niveau du profil B entre septembre 2012 et mai 2014.

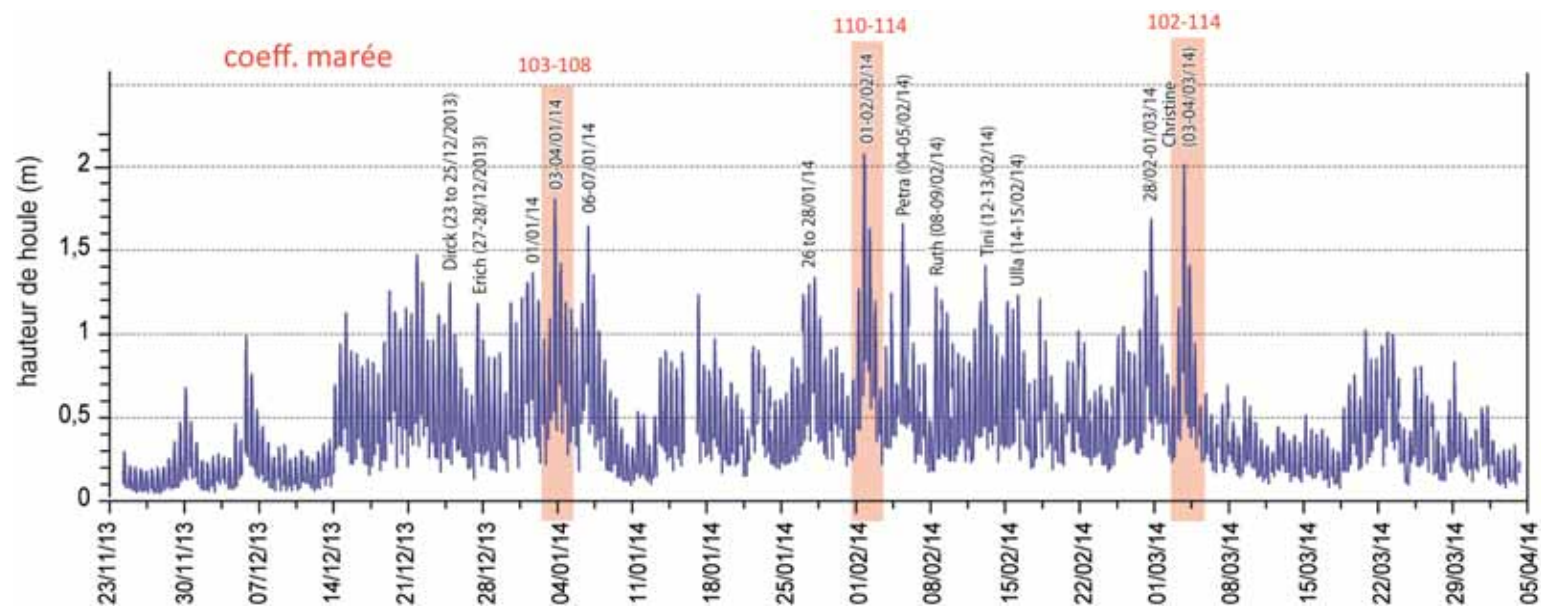


Figure 20 : Hauteurs significatives des houles enregistrées par les capteurs OSSI au niveau du profil B durant l'hiver 2013-2014.

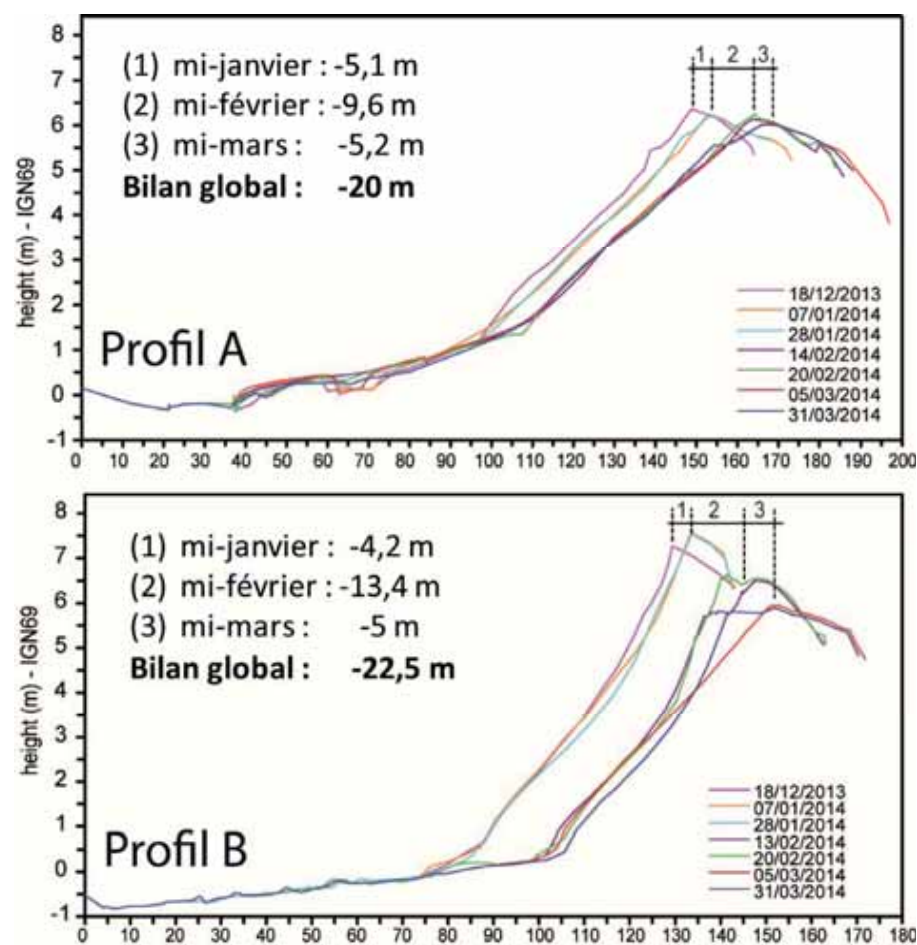


Figure 21 : Cinématique du sillon de Talbert entre les mois de septembre 2013 et mars 2014 restituée à partir des levés topo-morphologiques le long des profils A et B.

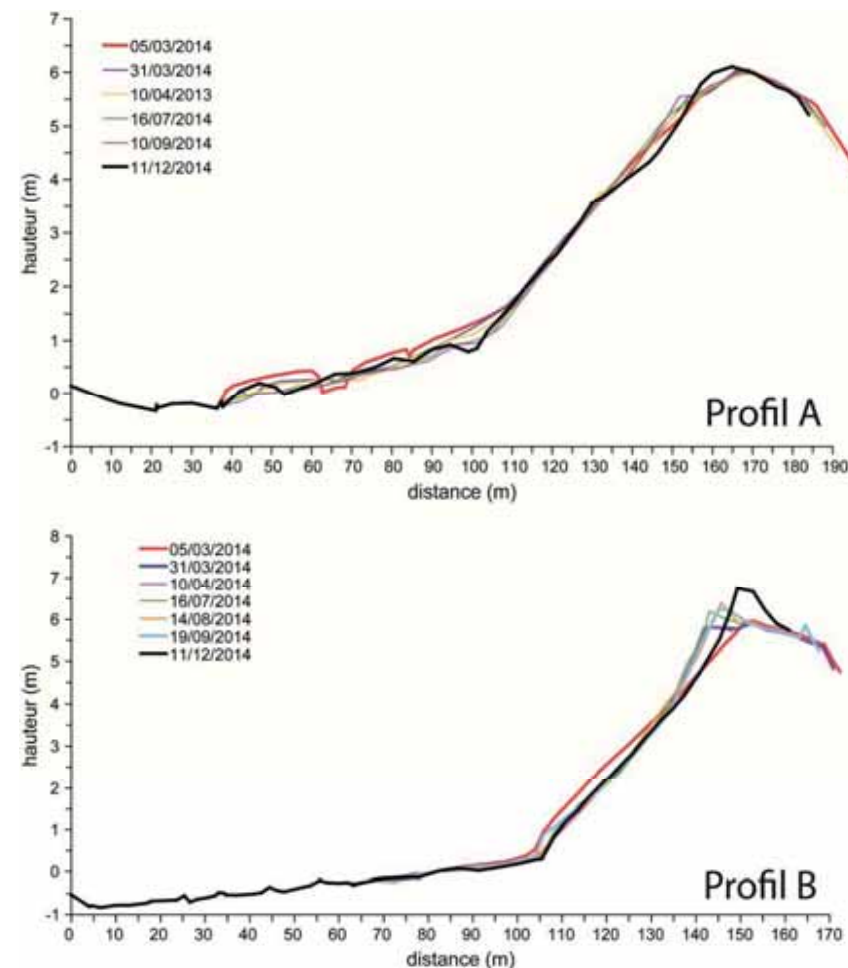


Figure 22 : Régénération du sillon de Talbert entre les mois de mai et décembre 2014.

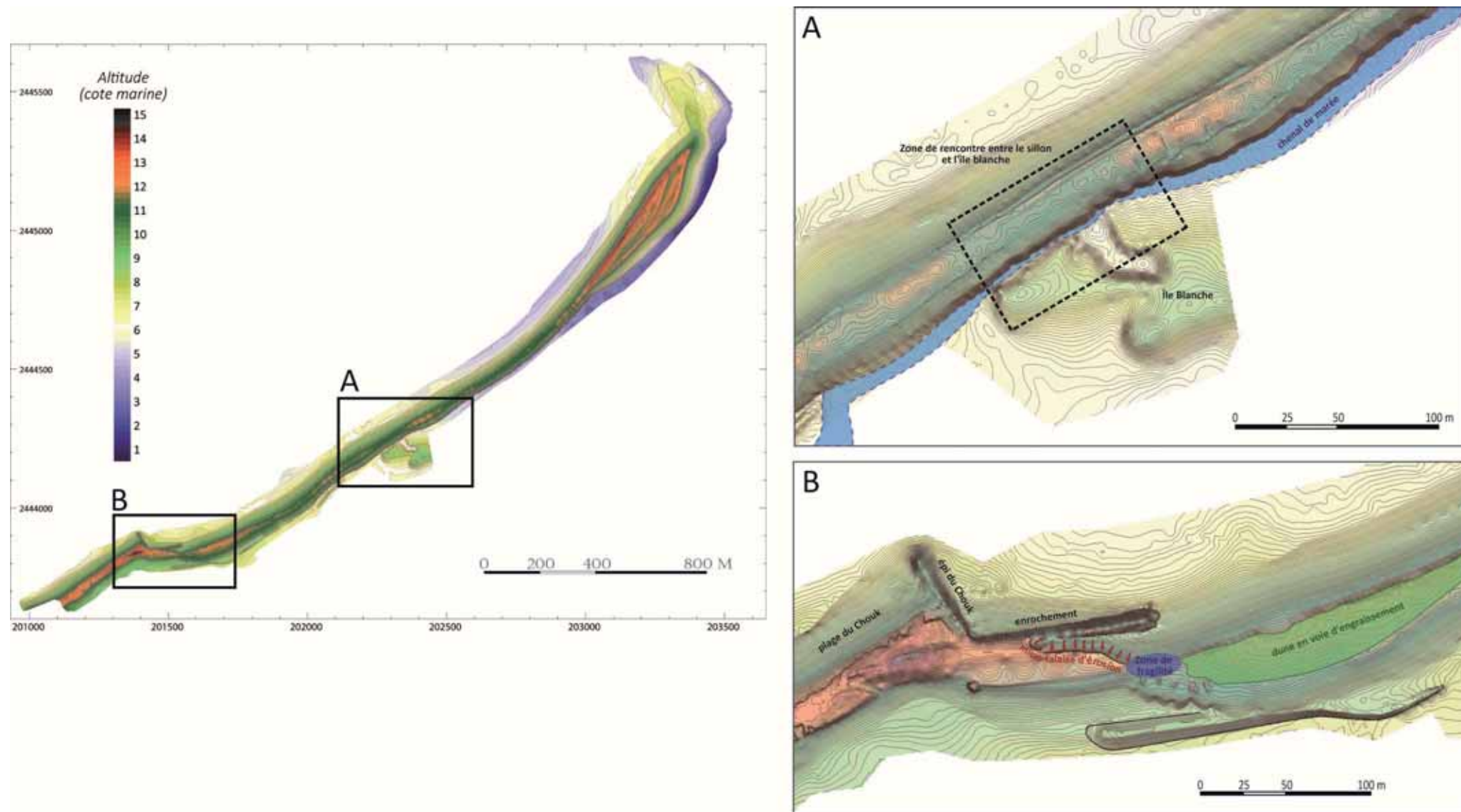


Figure 23 : Deux secteurs à surveiller particulièrement dans les années à venir : la taille de guêpe (A) et l'île blanche (B).